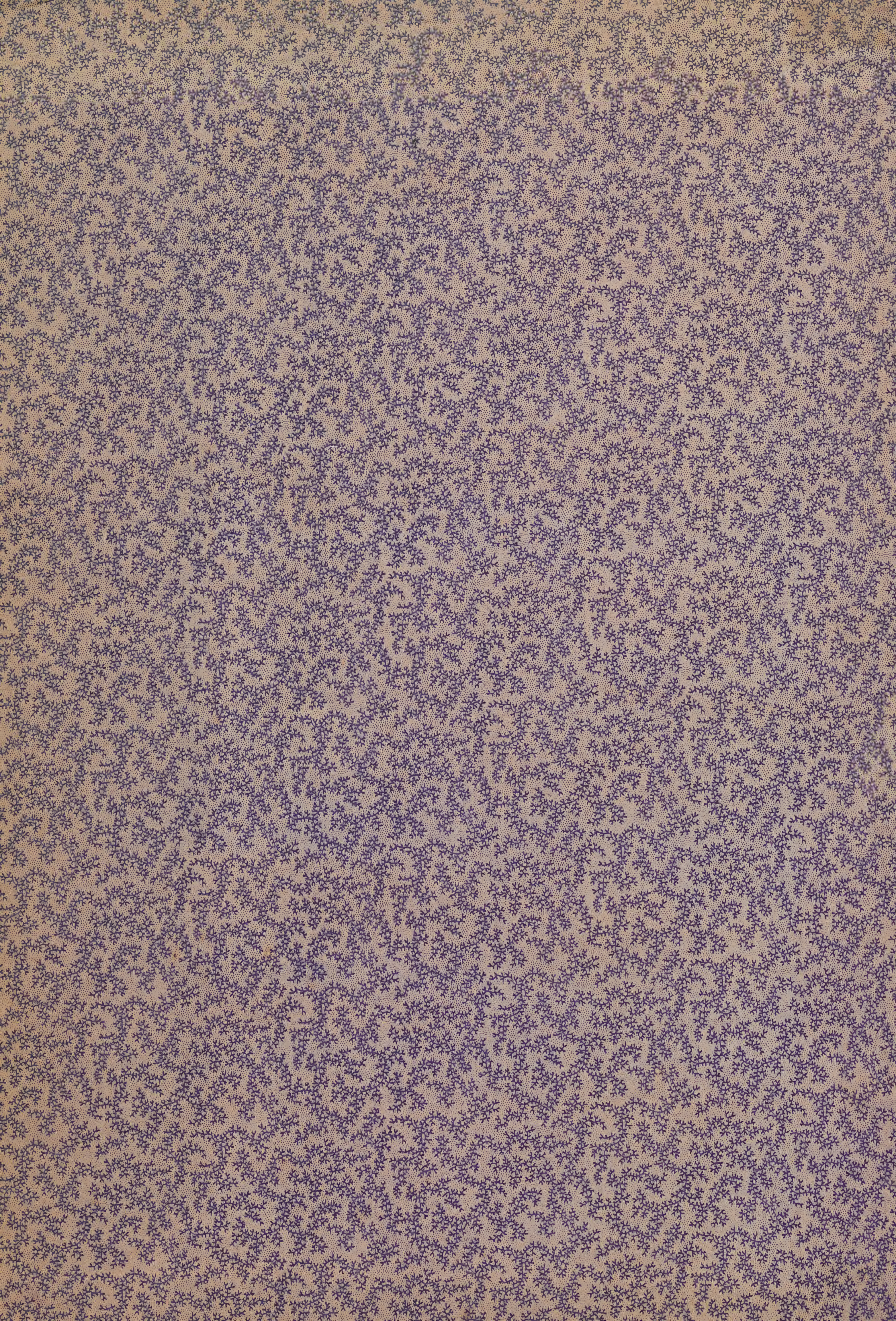

EL MUNDO
FISICO
5
301
204







EL

MUNDO FISICO




ESTABLECIMIENTO TIPOGRAFICO-EDITORIAL
BARCELONA

EL MUNDO FISICO

POR

AMADEO GUILLEMIN

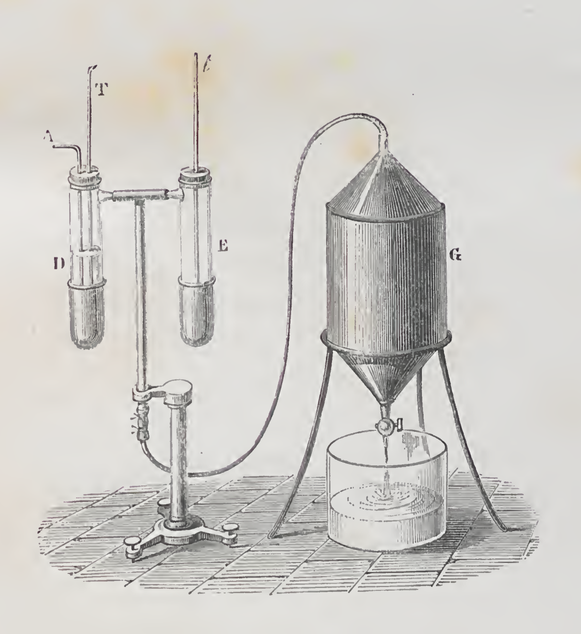
Traduccion de

D. MANUEL ARANDA Y SANJUAN

GRAVEDAD, GRAVITACION, LUZ, CALOR, ELECTRICIDAD, MAGNETISMO, ETC.

ILUSTRACION COMPUESTA DE NUMEROSAS VIÑETAS INTERCALADAS EN EL TEXTO

TOMO QUINTO



BARCELONA

MONTANER Y SIMON, EDITORES

CALLE DE ARAGON, NUMS. 309-311

1885

LA METEOROLOGÍA

INTRODUCCION

Dilatadísimo es el campo de los estudios que componen el programa de la METEOROLOGÍA, constituido por las fuerzas físicas en accion, en lucha contínua en la superficie del planeta, en su atmósfera, en su suelo, en el seno de las masas líquidas que forman los mares y hasta en las profundidades de las capas sólidas de su corteza ó de las capas, probablemente líquidas, de su núcleo; fuerzas que son, por una parte, la gravedad que ejerce por doquiera, á cada instante de la duracion y en las partículas más ínfimas de materia, su influencia propendiente á aproximarlas al centro comun, aunque perturbada por la atraccion del Sol, de la Luna y de los planetas, cuyos efectos visibles dan especialmente lugar al fenómeno de las mareas; por otra parte, todo el grupo de fuerzas que, emanando de centros de radiacion, y propagándose á cualquier distancia por medio del éter, obran en un sentido opuesto al de las fuerzas atractivas y se manifiestan en forma de luz, de calor, de fenómenos químicos; finalmente, por otra, el grupo de las fuerzas eléctricas y magnéticas, unidas á las primeras por vínculos aún mal definidos, pero que como ellas actúan sin cesar en la superficie del globo terrestre: tal es, repetimos, el campo de estudios de la METEOROLOGÍA y que podria servirle de definicion.

Verdad es que semejante programa comprende en su generalidad, no tan sólo los fenómenos á los cuales se designa en especial con el nombre de *meteoros*, sean atmosféricos, acuosos, luminosos, magnéticos ó eléctricos, sino que tambien todos cuantos forman por cualquier concepto el objeto de la ciencia á que se da comunmente el nombre de *Física del globo* y que no es otra sino la Física general en su aplicacion á los fenómenos terrestres (1). La Tierra, considerada como cuerpo celeste, estudiada en sus movimientos de conjunto y en sus relaciones con los demás astros, es del dominio de la Astronomía. Mas tan luégo como se deja de observar el espacio, no bien se contempla lo que ocurre en la superficie del suelo, cuando, por ejemplo, se estudian los efectos reales que resultan de la rotacion y de la traslacion de la Tierra, las alternativas de luz y oscuridad, las variaciones de temperatura, de todo lo cual proviene la sucesion de los dias y las noches así como la de las estaciones; cuando se estudian, decimos, no ya en su regularidad y en su periodicidad, tal como podria deducírselos del raciocinio, sino en la variedad infinita que presentan en las diferentes regiones de la Tierra, entónces los fenómenos dejan de ser astronómicos; entónces dependen de la Física propiamente dicha, é incumben á la Física del globo, á la Meteorología como objeto propio de sus investigaciones.

(1) La etimología rigorosa de la palabra *meteoro* (elevado, que sucede en el aire) limitaria el sistema de los fenómenos que estudia la meteorología á los que ocurren en las regiones superiores de la atmósfera. La meteorología es en realidad la ciencia de todos los fenómenos atmosféricos; pero es imposible separar el estudio de la atmósfera del estudio del suelo y de las aguas, cuya influencia en la envolvente gaseosa es tan grande y contínua.

En los cuatro tomos anteriores del MUNDO FÍSICO hemos descrito todo cuanto se refiere más particularmente, por tal concepto, á la gravedad ó gravitacion, á la luz, al magnetismo y á la electricidad. Réstanos describir los fenómenos que dependen especialmente del calor.

Hablando en rigor, no existen en la naturaleza todas esas distinciones, todas esas clasificaciones de que nos valemos para analizar los hechos de observacion y para desentrañar sus múltiples causas. Cuando ocurre un fenómeno cualquiera, suele acontecer que nos llama más la atencion este ó el otro aspecto con el cual se ofrece á nuestra vista, y que en razon de este aparente predominio de uno de los agentes que han contribuido á producirlo, nos inclinamos á clasificarlo en la categoría correspondiente, no siendo ménos cierto que confundimos en un fenómeno único los efectos de estas diferentes acciones. Pues el objeto de la ciencia es precisamente determinar hasta qué punto ha intervenido cada una de las fuerzas puestas en accion, y en ello estriba por lo comun toda la dificultad de la solucion del problema. Con esta dificultad hemos tropezado al investigar ciertas leyes de la Física general. Todavía tropezaremos más con ella en meteorología, por la sencilla razon de que el físico tiene la facultad de modificar las condiciones de sus observaciones y experimentos, pero el meteorologista se halla en la imposibilidad casi absoluta de cambiar, por poco que sea, los fenómenos que estudia, viéndose reducido á la observacion más estricta, al paso que el físico puede valerse tambien del método experimental.

Acabamos de decir que en este tomo nos proponemos más especialmente describir los fenómenos mete[illegible]gicos dependientes del calor, de sus vari[illegible]s en el sue[illegible] el seno del aire y de las [illegible]; pero el c[illegible] considerado, es, junt[illegible]te co[illegible]agónica la gravedad. [illegible]n co[illegible] los meteoros terrest[illegible]a [illegible]ota de todos los mov[illegible]n la Tierra; de sue[illegible]e la física del glo[illegible] tocar, se nos of[illegible] para presentar [illegible] los fenómenos [illegible] esta ciencia.

Dicho cuadro es sumamente complejo, no tan sólo á causa de la multiplicidad de los hechos que comprende, sino en razon de su extraordinaria movilidad. La parte sólida del globo, esa parte que consideramos, al igual de los poetas, como símbolo de la inmovilidad, de lo inmutable, jamás está en reposo. Sus poderosas hiladas, que á primera vista parecen inconmovibles, distan mucho de tener la estabilidad que se les supone. Ya hemos tenido ocasion de decir que en realidad están sometidas á oscilaciones, á movimientos de balancin, que si bien ocurren con extraordinaria lentitud, no dejan á la larga de modificar la forma ó el relieve de la superficie general, así en las partes yacentes debajo de las aguas como en las emergidas. Hemos dicho tambien que aparte de estos levantamientos y hundimientos, el suelo experimenta tambien estremecimientos, sacudidas, ora débiles, ora de violencia tal que siembran ruinas y desolacion en las regiones en que sobrevienen con toda su intensidad. El año que acaba de terminar ha sido por desgracia testigo de dos catástrofes de esta clase, las cuales demuestran con incontrastable evidencia que el globo terráqueo no ha llegado, ni con mucho, á un período de equilibrio estable ó de reposo definitivo en las capas de su corteza sólida. Esas erupciones formidables de los volcanes de las islas de la Sonda, esos terremotos en las cercanías del Vesubio y del Etna evidencian el trabajo interior que se efectúa en las capas profundas y cuyas causas, probablemente múltiples, se suponen más bien que se conocen. Dedicaremos algunos capítulos á la descripcion de estos fenómenos, á las veces grandiosos y terribles, con frecuencia tambien inofensivos, pero siempre interesantes.

Si la costra exterior de la Tierra se halla en un estado de equilibrio inestable, ¿qué diremos de las partes flúidas que sobre ella descansan ó que por encima de ella se extienden, de las aguas del Océano y de los mares, y sobre todo de la envolvente gaseosa que constituye la Atmósfera? Allí no existe el reposo en ninguna parte; á cada momento ciertas corrientes más ó ménos rápidas surcan la inmensidad de cada uno de esos océanos, por lo ménos á notable profundidad por encima ó por debajo del nivel comun, y esos movimientos de dos masas flúi-

das de densidad muy desigual reaccionan tambien á cada momento una sobre otra. ¿Ni cómo podria ser de otro modo, cómo podria durar el equilibrio en medios tan movedizos, si tenemos en cuenta que el calor emitido por el Sol á la Tierra varía continuamente de intensidad con la hora del dia y de la noche, con la época del año, con la altitud ó la latitud del lugar, y que las diferencias procedentes del poder reflejante del suelo, de la evaporacion más ó ménos activa en su superficie, del estado higrométrico del aire, etc., contribuyen á hacer más marcadas dichas desigualdades; cuando sabemos que cualquier variacion de temperatura en un punto de una masa flúida ocasiona en ella cambios de densidad, y por consiguiente, movimientos ascendentes ó descendentes, en oposicion con la accion de la gravedad ó de consuno con ella; que la presion atmosférica, finalmente, cambia de contínuo y por razones análogas, segun la hora y el lugar?

Los efectos de esta movilidad incesante en la superficie del globo, en la del suelo, en la atmósfera, en el seno de los mares, los vientos regulares ó irregulares, las tormentas, los huracanes, las trombas, las corrientes marítimas, con todo el séquito de fenómenos que acompañan á esta circulacion, nubes y nieblas, lluvias, nieves, hielos, etc., constituirán el objeto propio de la parte de la Meteorología que más especialmente nos proponemos estudiar aquí. La naturaleza física de estos fenómenos, el órden de su encadenamiento, la causa de su sucesion ó de su periodicidad, en una palabra, sus leyes, son lo que esta rama de la Física del globo debe tratar de conocer, de averiguar mediante observaciones multiplicadas, de formular en enunciados generales, sacando de todo ello, y en cuanto sea posible, reglas que nos permitan deducir del estado presente y dado de las cosas el que probablemente presentarán en una época futura más ó ménos inmediata á la primera.

Pero al indicar esta última condicion en el número de aquellas cuya realizacion debe proponerse la Meteorología, no tenemos solamente en consideracion la utilidad general que resultaria para la humanidad entera. La utilidad de semejante aplicacion es tan palmaria que á cualquiera se le ocurre, no cabiendo duda de que la sola esperanza de obtenerla es uno de los móviles más poderosos de cuantos se hayan podido proponer para favorecer el cultivo de la ciencia meteorológica. Mas al apuntar aquí, como fin ideal de la misma, la prediccion más ó ménos anticipada del tiempo, nos guia otro propósito; tenemos sobre todo en cuenta la idea que debe formarse de toda ciencia digna del nombre de tal y segun la cual puede considerarse esta ciencia como verdaderamente constituida el dia que se halle en disposicion de prever lo que, en la hipótesis de una situacion dada, ocurrirá en la serie de los fenómenos que estudia.

Tomemos por ejemplo y por término de comparacion la astronomía. Gracias á la lentitud relativa de la marcha de los cuerpos celestes, á la periodicidad y á la regularidad de sus movimientos, los astrónomos de la antigüedad y de la Edad media anteriores á Copérnico, pudieron calcular con cierta exactitud las futuras posiciones aproximadas de algunos cuerpos celestes, y los eclipses de Sol y Luna. Pero como desconocian las leyes verdaderas de sus movimientos, cuanto más precisas eran las observaciones hechas con aparatos al efecto inventados, ménos se hallaban en estado de explicar las anomalías que se notaban entre sus predicciones y las posiciones verdaderas. Cuando Copérnico descubrió el verdadero sistema del mundo, cuando Keplero definió la naturaleza de las curvas descritas y las leyes de los movimientos planetarios, y sobre todo cuando Newton hubo formulado la ley de la gravitacion, echando así los cimientos de la mecánica celeste, entónces y sólo entónces pudo considerarse la astronomía como definitivamente constituida. El perfeccionamiento de las teorías exigió sin duda en seguida que se practicaran trabajos considerables; pero la ciencia, por este concepto considerada, estaba ya hecha. Los procedimientos de observacion, cada vez más perfectos, revelaban desigualdades, perturbaciones nuevas, todas las cuales encontraban su explicacion en el principio mismo de la ciencia, proporcionando á su vez á esta ocasiones de nuevos progresos, de triunfos nuevos. El descubrimiento de Neptuno, el del satélite de Sirio, que vinieron á justificar las predicciones de la teoría acerca de la necesidad

de que hubiese astros perturbadores hasta entónces desconocidos, si se habia de poder explicar satisfactoriamente las desigualdades del movimiento de los cuerpos perturbados, confirmaron del modo más brillante la gran ley de la gravitacion y demostraron su universalidad en todas las regiones del cielo accesibles al telescopio.

¿Podemos esperar que la Meteorología alcance algun dia tal grado de perfeccion? Lo infinitamente complejo de los fenómenos que estudia ¿permitirá que las predicciones que andando el tiempo se le exijan reunan un grado de exactitud comparable con el que consienten las efemérides astronómicas? Es tan poco probable, que no vacilamos en decir que nos parece imposible, y no porque la sucesion de dichos fenómenos se regule ménos rigorosamente que los movimientos de los astros (1), sino porque es indudable que el trabajo humano jamás podrá acumular la suma de observaciones al efecto necesarias, y porque, áun dado caso que se acumulasen, su discusion y su reduccion entrañarian un trabajo más formidable todavía que el de las observaciones mismas. Pero si no debemos formarnos ninguna ilusion por este concepto, si la prevision del tiempo por medio de tablas calculadas de antemano es probablemente una quimera, no es esta una razon para desechar la idea de que, en virtud del conocimiento de las leyes generales de los fenómenos meteorológicos, y de su periodicidad, será posible prever los caractéres que deberán presentar en un porvenir no remoto y en tal ó cual region determinada del globo. Algunos de estos fenómenos, por ejemplo, los temporales que atraviesan el Atlántico, tienen una marcha bastante regular para que desde su punto de partida en el continente americano, ó desde cualquiera otro de su trayecto, se pueda anunciar telegráficamente su direccion y la fecha probable de su llegada á las costas del antiguo mundo. La proporcion entre el número de estos anuncios hechos de antemano y el de las veces que han salido ciertos es bastante favorable para que se pueda fundar la esperanza más legítima en la extension de un sistema general de avisos meteorológicos.

No debemos olvidar que la Meteorología, á pesar de los esfuerzos y trabajos de muchas generaciones de hombres ilustrados, es todavía una ciencia naciente. Verdad es que se la puede considerar desde dos puntos de vista, dividir en dos partes bien distintas el objeto de sus investigaciones, y entónces se echa de ver que una de estas partes está mucho más adelantada que la otra, ya por ser ménos complejos los fenómenos que comprende, ó ya por tener más eficacia el método de investigacion que se les ha aplicado, ó ya tambien porque los meteorologistas se han dedicado con preferencia á su estudio. Todas estas causas han intervenido sin duda para producir el resultado que consignamos.

Los fenómenos meteorológicos pueden estudiarse ante todo en sí mismos, en las condiciones físicas en que ocurren, en las relaciones que los unen con los fenómenos ambientes ó concomitantes, pero sin tener al mismo tiempo en cuenta su distribucion en la superficie del globo ni las leyes de su sucesion en el tiempo y en el espacio. Por ejemplo, la observacion del estado higrométrico del aire, de su presion y de su temperatura á diferentes alturas ha podido dar por resultado el que se conozca la causa de la formacion de las nieblas, de las nubes y del rocío; se ha explicado tambien por razones deducidas de la física general las causas de los vientos, de la lluvia, de las corrientes marinas, etc. Este es el punto de vista puramente físico; así es que la parte de la Meteorología que se ocupa de esta clase de investigaciones ha sido cultivada más especialmente por los físicos; requiere observaciones no interrumpidas, hechas con instrumentos de suma precision, pero que pueden ser independientes

(1) «En medio de la variedad infinita de los fenómenos que ocurren continuamente en los cielos y en la Tierra, dice Laplace, se ha logrado conocer el corto número de leyes generales á que la materia obedece en sus movimientos. Todo está sujeto á ellas en la naturaleza; todo deriva de ellas tan necesariamente como el regreso periódico de las estaciones; y la curva descrita por el átomo leve que los vientos parecen llevarse al azar está trazada de un modo tan exacto como las órbitas planetarias.» *(Explicacion del sistema del mundo.)*

Laplace dice además en su *Ensayo filosófico de las probabilidades:* «Debemos considerar el estado presente del universo como efecto de su estado anterior y como la causa del que seguirá al actual. Suponiendo que una inteligencia que conociese en un momento dado todas las fuerzas de que la naturaleza está animada, y la situacion respectiva de los séres que la componen, fuese tan vasta que sometiese estos datos al análisis, abarcaria en la misma fórmula los movimientos de los mayores cuerpos del universo y los del más leve átomo; no habria nada incierto para ella; y lo pasado, lo mismo que lo futuro, estaria presente á sus ojos.»

entre sí. Segun acabamos de decir, esta es la parte que parece más adelantada.

Puédese asimismo considerar los fenómenos en su conjunto; estudiar las leyes de su sucesion, de su desarrollo en un mismo sitio y de su propagacion por la superficie de la Tierra. Pero en este caso ha de cambiar el método segun el objeto que se pretende conseguir. Merced á las observaciones hechas de un modo contínuo en una estacion meteorológica se podrian conocer las condiciones de lo que se llama el clima de un lugar, y haciendo extensivas estas observaciones á toda una region geográfica durante un período suficientemente prolongado, se lograria definir el estado meteorológico medio de las diferentes partes del globo, resultado de la mayor importancia, que dista mucho de haberse obtenido, pero que, de todos modos, apénas permitiria resolver el problema fundamental de la prevision del tiempo. La Meteorología no habria alcanzado aún el objeto principal que autorizase á considerarla como una ciencia constituida: seguiria siendo Meteorología considerada en estado *estático*, cuando lo que, á partir de los trabajos de los Dove, Maury y Fitz-Roy, y desde la atrevida iniciativa de Le Verrier, lo que debe ser ante todo el objeto de los esfuerzos combinados de todos los sabios que la cultivan, es la *Meteorología dinámica*. Sobre todo, se ha de procurar descubrir las leyes de la circulacion general, oceánica y atmosférica. El medio más adecuado para conseguirlo consiste en la organizacion de un sistema completo de observaciones simultáneas, distribuidas en la universalidad del globo terráqueo, en suficiente número de estaciones especialmente escogidas, enlazadas telegráficamente entre sí y que comunicaran diariamente, á una ó á muchas oficinas científicas, todos los elementos del tiempo de que se tomase nota en cada observatorio.

Esta organizacion se ha realizado ya en parte y va tomando vuelo de dia en dia. Conforme hemos dicho anteriormente, la ha hecho posible la consideracion de la utilidad inmediata que pueden sacar de ella las naciones civilizadas, el comercio, la navegacion y la agricultura, reportando de ella preciosos informes sobre la probabilidad del tiempo futuro, á lo ménos de no muy larga fecha.

Pero aquí hablamos desde el punto de vista de los progresos de la ciencia, no pareciendo dudoso que la discusion de estas observaciones cuotidianas permita formular hipótesis sobre la ley ó las leyes de la circulacion universal, y que la Meteorología dinámica reciba en breve un vivo y fecundo impulso. Tal es la opinion de un sabio compatriota nuestro, que no ha temido lanzarse en esta vía, creyendo por nuestra parte que el mejor modo de terminar esta introduccion es reproducir textualmente las consideraciones en que apoya su resolucion.

«Cuando Keplero estableció sus inmortales proposiciones, dice M. de Tastes, no se limitó á acumular cifras sobre cifras y aguardar que la verdad se desprendiera por sí sola de su contemplacion. Las duraciones de las revoluciones ¿son proporcionales á las distancias medias de los planetas al Sol? Consulta cifras, y las cifras responden negativamente; prueba otra relacion sin mejor éxito, y á fuerza de pasar diez y siete años probando y tanteando consigue por fin su objeto. ¿Por qué no se ha de imitar este método? Partiendo de cierto número de hechos perfectamente averiguados, como la existencia de los vientos regulares, de los alisios y de las monzones, de las corrientes oceánicas, de la distribucion de los climas templados ó extremados, de su relacion con la de los continentes y de los mares, y de lo que sabemos acerca de la hidrodinámica de los flúidos elásticos, ¿no podemos lanzarnos audazmente en el terreno de las hipótesis é idear un sistema de circulacion atmósférica que nos explique los hechos comunes? Creado ya este sistema, veamos si los hechos nuevos que las observaciones posteriores nos revelarán confirman la hipótesis ó propenden á modificarla. Si los hechos la condenan, desechémosla y busquemos otra teoría. El único inconveniente que presenta este método es ceder á una complacencia paternal para con nuestras propias ideas, y querer obligar á los hechos á que se presten de bueno ó mal grado á nuestra doctrina; pero si podemos hacer caso omiso de nuestro amor propio de autores, fácil nos ha de ser el no dejarnos arrastrar por tan peligrosa y anticientífica pendiente.

»Otro punto vulnerable tiene este método, y es la carencia de datos exactos sobre los hechos meteorológicos que sobrevienen en dilatadas

regiones, inexploradas todavía, y cuya extension, siquiera disminuya á la verdad de dia en dia, no deja aún de ser harto considerable. Crear por completo un sistema general de circulacion atmosférica en la superficie del globo cuando todavía se ignora casi totalmente lo que ocurre en el centro de Africa, en el de la América del Sur, en el de Australia y en los dos casquetes polares, y cuando en la inmensa extension de los mares no se tiene más recurso que los diarios de á bordo de los buques, en los cuales sólo se consigna la direccion de los vientos inferiores, parece una obra por demás temeraria y que forzosamente ha de adolecer de grandes vacíos. Pero esta no es una razon suficiente para hacernos desistir de la empresa; para penetrar los misterios de un laberinto, vale más seguir una marcha basada en una idea preconcebida, áun cuando se tenga que retroceder (y aquí la retirada es siempre posible) y que empezar de nuevo con arreglo á otro plan, que caminar á tientas dejándolo todo al azar.»

Como se ve, M. de Tastes no se hace ilusiones con respecto á las dificultades de la obra que se ha de realizar. En su tiempo y lugar haremos una ligera reseña de la teoría que propone. En esta Introduccion nos hemos propuesto solamente, despues de trazar un ligero bosquejo del objeto de la Meteorología, de sus métodos y del estado actual de la ciencia, insistir en la extension de sus vacíos. Fuera de esto, ántes de entrar en materia, parécenos conveniente advertir al lector que en este tomo del MUNDO FÍSICO no espere encontrar un tratado metódico y completo: nuestra ambicion es más modesta. La descripcion de los hechos, tan clara y sencilla como nos sea posible, unida á la de los instrumentos, aparatos ó métodos con auxilio de los cuales se les observa y mide, el enunciado de las leyes ó de las relaciones que la observacion ha descubierto entre ellos, la exposicion de las teorías propuestas para explicar, ya sea la produccion ó ya la sucesion de los fenómenos, relacionándolos con sus causas físicas ó mecánicas, constituirá en este tomo como en los ya publicados, el programa que procuraremos desarrollar con toda la conciencia de que somos capaces.

NOCIONES PRELIMINARES

I

FORMA Y DIMENSIONES DE LA TIERRA

La Atmósfera es el asiento principal de los fenómenos meteorológicos. Los movimientos incesantes, las oscilaciones perpetuas de este océano flúido con todos los cambios físicos á ellos inherentes, forman el objeto de estudio de la rama de la física terrestre conocida con el nombre de Meteorología. El agente especial de los movimientos de que hablamos es el *calor*, cuya distribucion desigual varía á cada instante en la superficie del globo, en razon de los períodos de su rotacion y revolucion, y que está en lucha continua con las fuerzas de gravitacion y de atraccion molecular de los elementos materiales del aire y del suelo.

Pero si las masas aéreas son las que desempeñan el principal papel en los fenómenos meteorológicos, fácil es comprender que las partes sólidas y líquidas de la superficie terrestre no les ceden en influencia. Hablando con más precision, diremos que es imposible separar sus acciones y reacciones simultáneas. El aire ó la atmósfera, las aguas de los rios, de los lagos ó de los mares, y finalmente las capas del suelo, por lo ménos hasta cierta profundidad, son por consiguiente los elementos en cuyo seno ocurren todos los hechos que vamos ahora á estudiar. En tan vasto teatro se desarrollan las múltiples escenas cuyo cuadro procuraremos trazar en este tomo del MUNDO FÍSICO. Mas para entrar en materia, nos parece indispensable que preceda á nuestra descripcion la del cuadro mismo que debe contenerla.

Es sabido que la Tierra tiene la forma de un elipsoide, aplanado en los polos de rotacion, ó lo que es lo mismo dilatado en el ecuador. No es absolutamente un sólido de revolucion, áun cuando se haga abstraccion de las desigualdades del suèlo de los continentes ó de las islas, ó se reduzca mentalmente la superficie del globo á lo que seria si el nivel de los mares se prolongara por todas partes por encima de las masas sólidas que constituyen el relieve de este mismo suelo. Las irregularidades que se oponen á la posibilidad de esta asimilacion á una forma geométrica perfecta son de varias clases. En primer lugar, los meridianos, de los que los geodestas han medido algunos arcos parciales más ó ménos largos, no tienen en todos sus puntos curvaturas que indiquen que pertenecen á elipses perfectas. Así resulta de las medidas mismas, las cuales, para los diversos puntos de un meridiano, no dan las longitudes correspondientes á la amplitud del arco medido en la hipótesis de una elipse regular. Además, tampoco parece que los diferentes meridianos sean curvas iguales entre sí, y si se consideran los arcos de los paralelos, se advierten las mismas irregularidades. Cada una de estas curvas, considerada como el sitio de las verticales que forman el mismo ángulo con el eje del mundo, no es un círculo, como deberia serlo en el caso de que la Tierra tuviese la forma de un sólido de revolucion; sucediendo lo propio con el ecuador, que parece afectar casi la forma de una elipse, mucho ménos aplanada que las curvas meridianas.

Finalmente, hay otra clase de irregularidades que consiste en que los dos hemisferios terrestres no son simétricos, pues el aplanamiento del polo sur es mucho mayor que el del polo norte.

No se debe sin embargo exagerar la importancia de las anomalías que presenta la forma del globo terráqueo: parecen bien poca cosa si se las compara con sus verdaderas dimensiones. Las cifras que vamos á consignar, y algunas comparaciones familiares permitirán formarse una idea exacta de ellas. Pero si se considera las irregularidades en cuestion desde

otro punto de vista, el de las causas que han podido producirlas, son, por el contrario, de capital importancia, por cuanto intervienen en la teoría de la constitucion física del globo, de la historia de su formacion, de la consolidacion de su corteza, de los levantamientos y hundimientos que han producido, aquí los continentes, allí los mares. Aparte de esto, nada se opone á que admitamos que estas causas persisten aún y que ciertos cambios de extraordinaria lentitud continúan modificando la forma exterior del planeta, bajo la influencia combinada de las causas exteriores ó astronómicas y de las internas, es decir, de las reacciones del núcleo. Pero este no es el momento oportuno de entrar acerca de este punto en detalles que nos harian salir además de los límites de nuestro programa.

Volvamos á nuestro elipsoide y á su forma. Una cifra caracteriza esta forma: la que expresa su aplanamiento medio (1). Su valor, segun las medidas más recientes, está comprendido entre las fracciones $\frac{1}{292}$ y $\frac{1}{293}$, es decir que la depresion en cada polo equivale á la 292.ª ó 293.ª parte del radio del ecuador.

Adoptando la primera de estas cifras, resulta lo siguiente para las dimensiones del globo:

Semi-eje menor ó radio polar.	6.356,550	metros
Semi-eje mayor ó radio ecuatorial.	6.378,394	—
Longitud de un meridiano.	40.008,032	—
— de la circunferencia ecuatorial	40.076,630	—
— del arco meridiano de 1°	111,133,4	—
Depresion polar media.	21,844	—

Hemos dicho ántes que el hemisferio austral está un poco más deprimido que el boreal. Su aplanamiento debe ser de $\frac{1}{286}$. Refiriéndolo al mismo radio ecuatorial, resultará entónces para la longitud del radio polar austral 6.356,091 metros y para la depresion del polo sur 22,303, excediendo así en 459 metros de la depresion del polo norte.

Por último, si se tuviera en cuenta la forma elíptica reconocida en el ecuador, habria lugar á distinguir entre el semi-eje mayor y el semi-eje menor de la elipse ecuatorial. Calculándose el aplanamiento particular de esta region de la Tierra (2) en $\frac{1}{4252}$, es decir siendo catorce veces menor que el aplanamiento medio de los polos, se deduce como diferencia de los radios extremos del ecuador 1 kilómetro y medio próximamente.

Tales son las dimensiones y forma de nuestra Tierra, segun las medidas más recientes. ¿Seria fácil hacer esta forma perceptible á la vista mediante una representacion exacta de la misma? Júzguese por lo siguiente. Para figurar el globo terráqueo, tómese una bola que tenga un metro de diámetro en el ecuador. El diámetro de los polos deberia medir 996^{mm},43; la depresion de cada polo no llegará á 2 milímetros (1^{mm},7), es decir, imposible de determinar, como no se tomen medidas minuciosas y exactísimas. En los globos terráqueos usuales que sirven para los estudios geográficos, ó en los mapa-mundis que por término medio suelen tener 30 centímetros de diámetro, el aplanamiento será cuando más igual á medio milímetro en cada polo, pudiendo desde luégo asegu-

(1) El semi-eje menor ó radio polar es más corto que el semi-eje mayor ó radio ecuatorial. Lo que se llama *aplanamiento* es la diferencia de longitud entre uno y otro radio, referida al radio ecuatorial. El *Anuario de la Oficina de longitudes* para 1884 da los valores siguientes para esta fraccion:

«Basándose en las medidas de los arcos de meridiano siguientes, á saber: arcos ruso-sueco, anglo-francés, de las Indias, del Perú y del Cabo, y agregando un arco de paralelo medido en la India, M. Clarke deduce para el aplanamiento medio $\frac{1}{293'5 \pm 1}$.

»Por otra parte, uniendo á los arcos de meridiano mencionados el de Prusia, el de Dinamarca y el de Hanover, y haciendo caso omiso del medido en la India, M. Faye deduce $\frac{1}{292 \pm 1}$.»

Por último, segun las observaciones del péndulo, se encuentra actualmente como valor del aplanamiento $\frac{1}{292'2 \pm 1'5}$. Las investigaciones anteriores daban un aplanamiento menor. El Anuario de 1866 daba todavía $\frac{1}{300}$, y los años siguientes $\frac{1}{294}$. Cuantas más mediciones se efectuan, mayor va siendo tambien la probabilidad de la exactitud de los resultados.

(2) Los extremos del eje menor del ecuador, considerándolo elíptico, están situados, uno en el archipiélago de la Sonda (á 102° long. E. del meridiano de Paris) y el otro en un punto de la República del Ecuador, á los 78° long. occidental. Los extremos del eje mayor corresponden, el uno al continente africano (12°,1 long. E.), y el otro á la Polinesia, entre las islas Fidji y las Sandwich (167°,57).

rarse que la forma elíptica de un globo de tales dimensiones será invisible hasta para la vista más ejercitada.

La Tierra, comparada por este concepto con los demás planetas del sistema solar, deberia clasificarse en la categoría de los que, como Vénus (1), no tienen achatamiento visible. El de Marte, segun las medidas ménos favorables, es por lo ménos dos veces y media tan grande como el de nuestro planeta. Júpiter y Saturno, tal como se los ve en los telescopios, presentan discos cuya elipticidad llama desde luégo la atencion; pero sus aplanamientos son 32 y 20 veces respectivamente mayores que el de la Tierra. Se puede por tanto tener la seguridad de que si nuestro planeta estuviese relegado

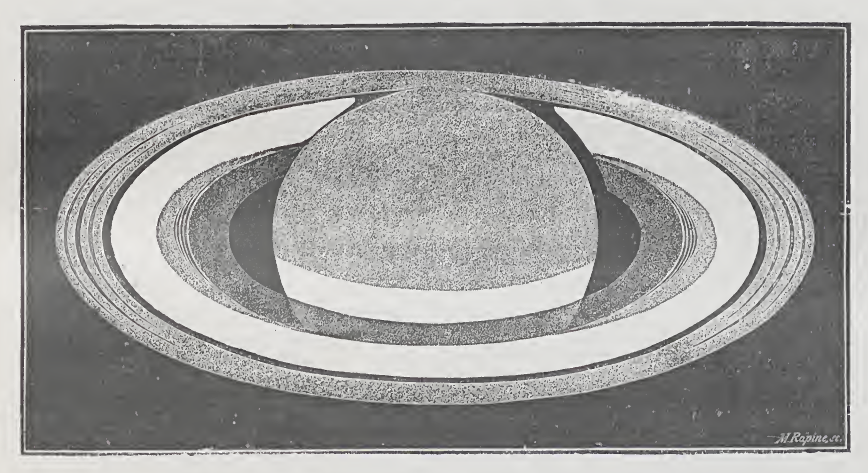


Figura 1.— Aplanamiento de Saturno, visto con el telescopio

en el espacio á la distancia á que vemos á Marte, por ejemplo, en la época de sus oposiciones, les seria difícil á los astrónomos que le asestasen sus telescopios, sospechar y con mayor motivo medir la magnitud de sus depresiones polares. Podria aducirse sin duda como una probabilidad el testimonio del estado flúido primitivo de nuestro planeta y de la influencia de su movimiento de rotacion, movimiento que las manchas del disco terrestre darian á conocer, pero jamás podria invocarse en apoyo de la exactitud de las mismas leyes.

Partiendo de los datos que acabamos de resumir en algunas cifras, y teniendo en cuenta, cual conviene, la forma elipsoidal del globo, se deducen fácilmente por el cálculo los números que representan su volúmen y su superficie. El kilómetro cúbico y el kilómetro cuadrado son las unidades que deben adoptarse para esta valuacion; y áun así y todo sólo se han de retener las centenas de millar ó mejor aún los millones, para no recargar la memoria con cifras sobre cuya exactitud no se puede afirmar nada.

Hé aquí los números que entónces resultan:

Superficie del hemisferio boreal.	254.315,000	kilóm. cuadrados
— del hemisferio austral.	254.285,000	— —
Superficie total de la Tierra (2).	508.600,000	kilóm. cuadrados
Volúmen del hemisferio boreal.	540,037.000,000	kilóm. cúbicos
— del hemisferio austral.	539,503.000,000	— —
Volúmen total de la Tierra.	1.079,540.000,000	kilóm. cúbicos

Hemos distinguido entre los dos hemisferios Norte y Sur, teniendo en cuenta la diferencia, más bien supuesta que demostrada, del aplanamiento de los dos polos, lo cual hace al hemisferio boreal más voluminoso que el austral una 1200.ª parte de este último.

En el primer tomo del MUNDO FÍSICO hemos visto que los sabios, valiéndose de diferentes

(1) Un solo observador, M. Tennant, ha creido observar un achatamiento en el disco de Vénus que segun parece es igual á $\frac{1}{260}$ y por consiguiente mayor que el de la Tierra.

(2) No teniendo en cuenta esta diferencia entre las superficies de los dos hemisferios, y considerando la Tierra como una esfera que tiene por radio medio 6,371 kilómetros, resultan 510 millones de kilómetros cuadrados para su superficie total. Esta cantidad redonda será la que adoptemos, como más fácil de retener en la memoria.

métodos han llegado á valuar el promedio de la densidad de la materia de que la Tierra está formada; que esta densidad referida á la del agua, es 5,56; lo que equivale á decir que el peso del globo terráqueo es igual á 5,56 veces el de una esfera de agua destilada del mismo volúmen, cuya temperatura fuese, en todos los puntos de su masa, de 4° centígrados sobre el cero del hielo fundente. Calculado el peso de la Tierra entera en toneladas de mil kilógramos, seria por consiguiente lo ménos de

6112.000,000.000,000.000,000 toneladas,

ó sean 6,112 trillones de toneladas!

En esta enorme cifra, que excede á cuanto nuestra imaginacion puede concebir, no se ha tenido en cuenta la corta cantidad que le agregaria la masa del relieve de los continentes que sobresalen del nivel del océano, pues el volúmen que dejamos calculado es el de la Tierra considerada como si estuviese reducida á este nivel. Muy luégo diremos algo más acerca de este asunto, pero ántes hablemos de la atmósfera.

Puédese conocer su peso, ignorando cuál es su volúmen y sin haber resuelto de antemano la interesante cuestion que consiste en medir su altura ó calculado el límite en que existe todavía una capa de aire, la capa que, propiamente hablando, separa á la Tierra del espacio circundante, del espacio celeste. El elemento que nos basta para calcular el peso de la atmósfera es la presion barométrica media, tal como se la observa al nivel del mar, y que para simplificar, la supondremos igual á 760 milímetros. Este peso es el de una capa de mercurio de 76 centímetros de espesor que cubriera por completo nuestro globo; calculado tambien en toneladas de mil kilógramos, resulta igual á

5,263.000,000.000,000 toneladas

Tal es el peso del aire que nos rodea por todas partes, y que soportan la superficie del suelo y la de las aguas del mar. Ese flúido tan tenue, tan leve en la apariencia, y cuya presion es insensible para nuestros órganos porque se ejerce en todos sentidos y hasta en el seno del tejido de que están formados, no por eso deja de constituir alrededor del globo una masa tal, que equivale á mas de 460,000 cubos de plomo de un kilómetro de lado, ó á 594,000 kilómetros cúbicos de cobre, ó en fin á 730,000 kilómetros cúbicos de hierro. Comparado este peso con el de la Tierra entera, no llega á formar su millonésima parte. Pero es tal la movilidad de la atmósfera, á causa de su escasa densidad y de las rápidas variaciones que esta densidad sufre por efecto de las de calor, que las capas que la componen jamás están en reposo, por decirlo así, ó su equilibrio transitorio es de absoluta instabilidad.

II

EXTENSION Y DISTRIBUCION DE LAS TIERRAS Y DE LAS AGUAS

Todos los datos que preceden se refieren únicamente á la Tierra considerada en su conjunto: pero no es ménos interesante, mejor dicho, es más útil para el estudio que nos proponemos el conocer los concernientes á su configuracion general. La extension relativa de las tierras y de las aguas en su superficie, su distribucion en cada hemisferio, la masa de las partes sólidas emergentes ó del relieve de los continentes y de las islas, la masa de las partes líquidas que constituyen los mares, son otras tantas cuestiones sobre las cuales conviene tener datos precisos, sin lo cual se correria el riesgo de formarse una idea equivocada de la influencia ejercida por todos estos elementos en los fenómenos meteorológicos, ó por lo ménos, de desconocer la dependencia que tienen entre sí.

Empecemos por decir lo que se sabe acerca de la extension que ocupan en la superficie del globo, los continentes por una parte, y los océanos y los mares por otra. Véanse las cifras que encontramos á este respecto en la parte geográfica del *Anuario de la oficina de longitudes para 1884*, y que ha reunido nuestro ilustrado compatriota M. Levasseur:

Antiguo continente.	Europa.	9.980,843	kil. cuadrados
	Asia.	43.104,000	—
	Africa.	30.008,000	—
Nuevo continente...	América del Norte	24.798,000	—
	América del Sur.	17.755,000	—
Oceanía (Australia, Malasia, Polinesia).		11.091,000	—
Superficie total de los continentes y de las islas.		136.736,843	kil. cuadrados

Véanse ahora las cifras relativas á la superficie de los mares:

Océano Atlántico	100.000,000	kil. cuadrados
— Indico.	68.000,000	—
— Pacífico.	175.000,000	—
— Glacial boreal.	10.000,000	—
— Glacial austral.	20.000,000	—
Superficie total de los océanos	373.000,000	kil. cuadrados

En resúmen, al paso que la extension de los continentes ocupa unos 137 millones de kilómetros cuadrados, la de las aguas llega á 373 millones, lo que da el total de 510 millones de kilómetros cuadrados para la superficie del globo que ya indicamos anteriormente. De 1000 partes de esta superficie, unas 268 son sólidas, ó por lo ménos forman la parte sólida emergente; las otras 732 corresponden á la masa líquida. Así pues, las tierras constituyen poco más de la cuarta parte, y las aguas algo ménos de las tres cuartas partes de la superficie total (1). Conviene advertir que esta valuacion está sujeta á rectificacion, porque no todos los contornos de las costas están determinados con la misma precision en todas partes, y las medidas geodésicas tan sólo comprenden una parte limitada de los continentes ó de las islas. Pero la aproximacion es suficiente para considerar la cuestion desde el punto de vista en que aquí nos colocamos.

Si la proporcion relativa de las aguas y de las tierras es un dato que la Meteorología debe tener en cuenta, á causa de la diversidad de influencia que estas dos partes constitutivas de la superficie terrestre ejercen sin duda alguna en los fenómenos atmosféricos, es tambien interesante por una razon análoga saber cómo están distribuidas en los dos hemisferios. Aquí sólo nos referimos á esta distribucion bajo el punto de vista de las grandes masas; pero ya tendremos ocasion de ver cuán necesario es entrar en el detalle de las configuraciones cuando tratemos de explicar la infinita variedad de los climas.

Segun dice Humboldt, «la palabra *clima* designa una constitucion particular de la atmósfera; pero esta constitucion está sujeta á la doble influencia del *mar*, surcado en su superficie y en sus profundidades de corrientes dotadas de distintas temperaturas, y de la *tierra firme*, cuya accidentada superficie, colorada de mil modos, ora desnuda, ora cubierta de selvas ó de prados, irradia el calórico con intensidad sumamente variable.» (*Cosmos*, tomo I, p. 336.)

Basta echar una ojeada á cualquier mapa que represente el hemisferio boreal y el austral de nuestro globo, para notar desde luégo la desigual distribucion de las aguas y de las tierras en cada uno de ellos. Casi todo el antiguo continente (pues sólo falta en él la tercera parte de Africa), toda la América septentrional y central con una parte de la meridional, están al norte del ecuador; al paso que el Africa austral, es decir como un tercio del continente africano, el resto de la América del Sur, y la Australia con una parte de las islas de la Malasia, forman únicamente la parte terrestre del hemisferio sur. Desde el polo austral hasta los 40° de latitud sur no se encuentra más tierra que la punta meridional del continente americano y los escasos jirones de las tierras polares antárticas; las aguas ocupan todo lo restante, así como los vastos espacios comprendidos entre el ecuador y los tres continentes ó fragmentos de continentes que acabamos de nombrar. Puede pues decirse que el hemisferio austral es sobre todo oceánico (2). Pero el contraste que resulta de esta desigualdad de distribucion de las tierras y de las aguas en el

(1) «En el estado actual de la superficie de nuestro planeta, dice Humboldt en su *Cosmos*, la superficie de la tierra firme está con la del elemento líquido en la relacion de 1 á 2,8, ó segun Rigaud, en la de 100 á 270.» Las cifras consignadas más arriba dan 1 : 2,84. Se tienen nociones muy poco exactas sobre la extension relativa de las tierras y de los mares próximos á los dos polos; pero los datos que se podrán reunir ulteriormente acerca de este punto variarán muy poco los números actuales, que distan mucho de confirmar la creencia en que se estaba en la edad media de que los mares sólo formaban la sétima parte de la superficie de la Tierra, si bien es verdad que entónces apénas se conocia la mitad de esta superficie, y que casi no se tenia noticia alguna de la inmensa llanura líquida que forma el Océano Pacífico, y cuando Cristóbal Colon llegó á San Salvador, creyó haber abordado á las costas orientales del continente asiático.

(2) De los 136 millones de kilómetros cuadrados que componen las tierras, el hemisferio norte comprende unos 100, es decir, cerca de las tres cuartas partes. De los 373 millones de kilómetros cuadrados de los océanos, unos 155 están al norte del ecuador, y 218 al sur; su relacion viene á ser como 3 á 5.

globo es mucho más marcado, si en lugar de tomar por línea de separacion el círculo ecuatorial, se divide la Tierra en dos hemisferios por un círculo máximo que tenga por polos á París ó Lóndres por un lado, y á sus antípodas por otro. Fácilmente se nota este contraste examinando la figura 2. En ella se ven acumuladas en el primer hemisferio todas las tierras del antiguo continente y una gran parte de las del Nuevo Mundo. El continente australiano, acompañado de las grandes islas de la Malasia, y á 180º de distancia en longitud la extremidad meridional de la América del Sur, son los únicos que impiden que el segundo hemisferio

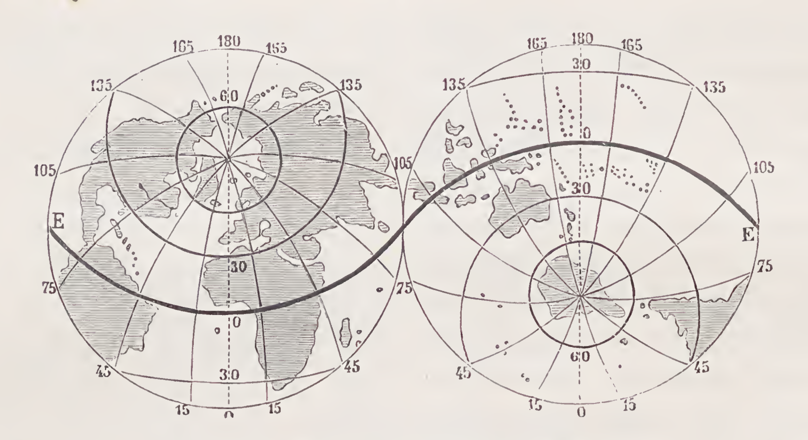


Fig 2.— Hemisferios continental y marítimo

quede enteramente cubierto por las aguas del Océano. No de otro modo mejor puede designarse á estas dos mitades de la Tierra que llamando á la una *hemisferio marítimo*, y á la otra *hemisferio continental*. Sobre un total de 136 millones, se puede calcular en 120 millones lo ménos el número de kilómetros cuadrados que ocupan las tierras de este último hemisferio, ó sea más de las cinco sextas partes. En cambio, el hemisferio marítimo contiene casi los dos tercios de las aguas del globo entero.

Tambien puede ser útil é interesante el conocer la distribucion de las partes sólidas y líquidas del globo, ya en longitud ó ya en latitud. Saigey la ha calculado de 10º en 10º en ambos sentidos. Para la distribucion en longitud toma por punto de partida el meridiano de la isla de Hierro (á 20º O. de Paris), que tiene la ventaja de dividir la Tierra en dos hemisferios, uno de los cuales, el oriental, comprende casi la totalidad del antiguo mundo, al paso que el otro, contiene el Nuevo Mundo ó el continente americano entero. Limitándonos á dar los resultados de 30º en 30º, véase cómo están distribuidas las tierras en los dos hemisferios:

HEMISFERIO ORIENTAL

Longitud	Superficie en kil. cuadrados
0° á 30°	11.821,000
30° á 60°	25.919,000
60° á 90°	13.543,000
90° á 120°	15.034,000
120° á 150°	16.173,000
150° á 180°	8.715,000
Total......	91.205,000

HEMISFERIO OCCIDENTAL

Longitud	Superficie en kil. cuadrados
180° á 150°	1.281,000
150° á 120°	1.570,000
120° á 90°	6.203,000
90° á 60°	11.457,000
60° á 30°	18.437,000
30° á 0°	3.737,000
Total......	42.665,000

Tambien aquí se nota un marcado predominio de la extension de las tierras en la primera mitad de nuestro globo, estando el máximum para este hemisferio en el segmento comprendido entre los 30º y 60º de longitud oriental. Este segmento comprende en efecto el antiguo continente desde el cabo Norte escandínavo hasta el cabo de las Agujas, extremo meridional del Africa. Hay otro máximum hácia los 120º á 140º, que comprende el continente asiático desde el cabo Norte siberiano hasta la punta sur de la península de Malaca. El hemisferio occidental no llega á contener la mitad de las tierras que el otro, y tambien presenta un má-

ximum, hácia los 50º de longitud O. en que el segmento atraviesa el continente americano de norte á sur.

La distribucion en latitud es interesante, por cuanto expresa numéricamente el hecho ántes citado del predominio de las tierras en el hemisferio boreal, así como la disminucion de las partes continentales, que, como nadie ignora, terminan por lo comun en puntas prolongadas hácia el sur (1). Hé aquí las cifras dadas por Saigey (2):

HEMISFERIO BOREAL

Longitud	Superficie en kil. cuadrados
80° á 70°	3.520,000
70° á 60°	13.459,000
60° á 50°	14.584,000
50° á 40°	16.053,000
40° á 30°	15.444,000
30° á 20°	14.982,000
20° á 10°	11.153,000
10° á 0°	10.024,000
Total......	99.219,000

HEMISFERIO AUSTRAL

Longitud	Superficie en kil. cuadrados
0° á 10°	10.307,000
10° á 20°	10.004,000
20° á 30°	9.381,000
30° á 40°	4.168,000
40° á 50°	960,000
50° á 60°	212,000
Total......	35.032,000

El máximum que se observa entre los paralelos 40 y 50 N. corresponde á la mayor *longitud* (3) del antiguo continente, desde la Península ibérica hasta los confines de la China y del Japon, y á la travesía de la América del Norte, desde la isla de Terranova á la de Vancouver.

III

EL RELIEVE DE LOS CONTINENTES

Para el objeto que nos proponemos al estudiar la meteorología, no basta conocer la extension relativa de las tierras y de las aguas, y su distribucion en la superficie del globo, sino que para tener exacto conocimiento de su influencia en los fenómenos de temperatura, presion atmosférica, etc., es necesario además saber todo lo relativo á su distribucion segun la altitud, el nivel á que se elevan las masas continentales sobre la superficie de las aguas del Océano, y hasta qué punto descienden éstas bajo esta misma superficie. No es asunto de mera curiosidad el conocer á qué alturas llegan en la atmósfera, no tan sólo los puntos culminantes de las cordilleras que forman la espina dorsal de los grandes continentes, sino tambien estas mismas cordilleras en su altitud media; el determinar su orientacion, calcular el espesor medio de las masas continentales, de modo que se conozca el relieve del suelo sumergido como se ha podido estudiar *de visu* el emergido; pues todos estos problemas tienen una correlacion íntima con los que estudia la meteorología, y por consiguiente con otras cuestiones de interés más general.

«Cuán diferentes hubieran sido, dice Humboldt, la temperatura actual de la Tierra, la vegetacion, la agricultura y hasta la misma civilizacion, si los ejes del antiguo y del nuevo continente hubieran recibido la misma direccion; si la cordillera de los Andes en lugar de trazar un meridiano, se hubiera levantado de este á oeste; si ninguna tierra tropical (Africa) hubiera irradiado fuertemente el calórico al sur de Europa; si el Mediterráneo, que primitivamente estuvo en comunicacion con los mares Caspio y Rojo, y que ha favorecido poderosamente el establecimiento de las razas humanas, hubiera sido reemplazado por un suelo tan alto como los llanos de Lombardía ó de la antigua Cirene.» (*Cosmos*, tomo I.)

Ya en 1842 trató Humboldt de valuar la altura media de los continentes, por un método que consistia en calcular el volúmen de las principales cordilleras segun su base y su altura media y en repartir este volúmen en la su-

(1) Australia, que se distingue por tantos conceptos de los demás continentes, se exceptúa de esta última regla.

(2) En los dos cuadros dados por Saigey se notará una diferencia entre los resultados de las dos valuaciones, en lo que respecta al total de la superficie de las tierras: el primer cuadro da 133.870,000, y el segundo 134.251,000 kilómetros cuadrados. Esto consiste en la dificultad de valuar exactamente las superficies parciales. Anteriormente hemos visto que este total es de unos 136 millones de kilómetros cuadrados.

(3) Tomamos aquí la palabra *longitud* en el sentido en que la usaban los geógrafos antiguos y del cual se deriva el nombre dado á los meridianos.

perficie total de cada continente. De este modo dedujo, por ejemplo, que si los materiales que forman la cordillera de los Alpes estuviesen repartidos y diseminados con igualdad por toda la superficie de Europa, elevarian seis metros y medio su nivel. En su concepto, la altura media de Europa es lo ménos de 205 metros, la de Asia de 355, la de las Américas del Norte y del Sur 228 y 351 respectivamente, sobre el nivel del Océano. Saigey consigna mayores resultados en su *Física del globo*, lo cual podia preverse, por cuanto el autor del *Cosmos* ha tenido la precaucion de aducir las cifras que acabamos de indicar como un límite inferior de las alturas medias del continente. Tomando por punto de partida el trabajo de dos sabios daneses, los señores Olsen y Bredsdorff, sobre la orografía del continente europeo, Saigey ha



Fig. 3.— El Gaurisankar (Himalaya): la montaña más alta de la Tierra

calculado los volúmenes sucesivos de este continente dividido en cuadriláteros de un grado de lado (en longitud y en latitud) y sumado todos estos cuadrados. El volúmen ha sido el del relieve de Europa, que dividido por la superficie, le ha dado la altura media, considerándola aproximadamente igual á 240 metros. Luégo, en virtud de consideraciones que seria prolijo enumerar, y basadas en la hipótesis de que las alturas medias de los continentes son proporcionales á las de sus puntos culminantes, obtiene los resultados siguientes para las diferentes partes del mundo:

Europa.	240	metros
Asia.	400	—
Africa.	400	—
América N.	250	—
América S..	350	—
Australia.	220	—

La altura media de todos los continentes debe ser de 348 metros. Distribuyendo uniformemente por la superficie entera del globo toda

la materia de que aquellos se componen, se ve que no realzaria su nivel más que en 91 metros, es decir, la 70ª milésima parte del radio. El volúmen mismo de todo el relieve continental será pues de 47.600,000 kilómetros cúbicos, casi la 22,700ª parte del volúmen total de la Tierra. Como la densidad media de los terrenos y de las rocas apénas excede de 2,6, miéntras que la del globo es, segun hemos visto, de 5,56, síguese de aquí que la masa de los continentes, para toda la parte emergida sobre el nivel de los mares, no es más que la 50ª milésima parte de la masa terrestre (unos 124,000 billones de toneladas).

Casi es inútil decir que todos estos números están sujetos á rectificacion; que son datos aproximados, cuya exactitud es aún muy contestable en muchos puntos, pero que permiten ya juzgar de la importancia relativa de los relieves continentales comparados á la superficie en la cual los vemos repartidos. Aún interesa más insistir en la parte que corresponde á las masas de montañas, á las altas mesetas, en la valuacion que precede. Y en efecto, estas masas desempeñan un importantísimo papel en los movimientos de la atmósfera, cuando las masas de aire de las capas inferiores pasan del Océano á las tierras y recíprocamente, y encuentran en

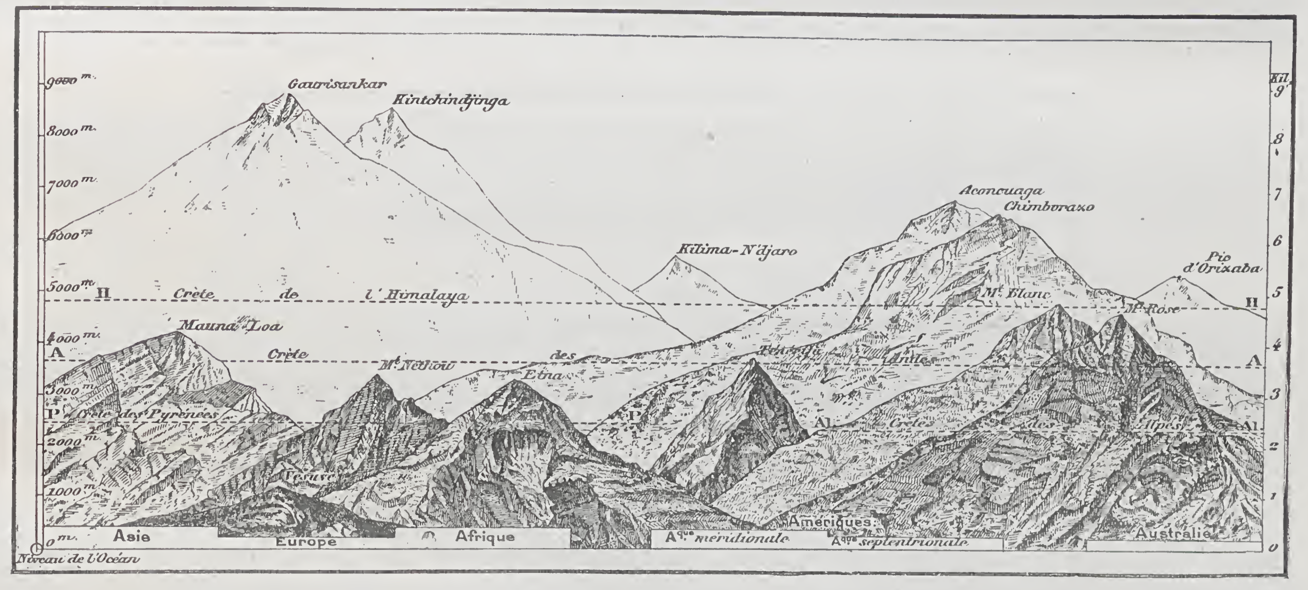


Fig. 4.—Alturas comparadas de las principales cordilleras y de sus picos más culminantes. Crestas del Himalaya, de los Andes, de los Pirineos y de los Alpes. Alturas medias de los continentes sobre el nivel del mar

su trayecto altitudes crecientes ó decrecientes. De aquí resultan fenómenos de condensacion y dilatacion, cambios de direccion en las corrientes aéreas y otros fenómenos que son objeto particular de los estudios del meteorologista.

En este caso, ya no importa considerar las alturas medias de los continentes, sino las de las grandes cordilleras que los atraviesan y las superficies que ocupan sus masas, ó bien sus distancias á las orillas de los mares inmediatos con la pendiente que de ellas resulta para las comarcas circunvecinas. Citemos, tomándolos de Arago, Humboldt y Saigey, algunos números relativos á estos datos por lo que respecta al antiguo y al nuevo continentes.

Acabamos de ver que la Europa, considerada en su conjunto, tiene una altura media de 240 metros. Si Francia estuviese igualmente nivelada, su suelo se elevaria 269 metros sobre el nivel del mar, el de Alemania 379, y el de España 711. Vese por estas cifras de cuán distinto modo contribuye cada region al levantamiento general. Pues la misma desigualdad se nota cuando se estudia el relieve de cada una de ellas en particular. Así, miéntras que las tierras bajas de la Alemania del norte no dan más que 97 metros, la Alemania del centro se eleva ya á 307 y la del sur, atravesada por la masa alpina, debe tener 920 metros de altura. Sábese que las cimas del Cáucaso son las que llegan en Europa al punto más culminante (Elbruz, 5644 metros); siguen luégo los Alpes con el monte Blanco y el monte Rosa (4810 y 4638 metros), y los Pirineos se presentan en último lugar (Pico Nethou 3404 metros). Verdad es que esta cordillera, que limita al norte la meseta

elevada de la Península ibérica, compensa con la elevacion media de sus crestas su inferioridad relativamente á los Alpes, bajo el punto de vista de sus cimas. Humboldt estima en 2437 metros la altura media de la cresta de los Pirineos, y en 2340 la de los Alpes. En la fig. 4 se pueden ver las altitudes de estas cordilleras comparadas con las de los Andes y del Himalaya, y tambien con los principales puntos culminantes de los continentes de ambos mundos (1).

Las regiones de Asia que más contribuyen al levantamiento de su nivel, son las siguientes por el órden de su importancia orográfica; la sierra que parte del Himalaya para terminar en el Kuen Lun y comprende el Thibet; distribuida por el Asia entera, levantaria 110 metros su nivel; la vasta intumescencia que cubre la Arabia, el Candahar, el Belutchistan, los Ghates, y la gran Bukharia, lo levantaria 58; y por último, la meseta de Persia daria 24 metros; las partes montañosas de China, 25; las montañas del Asia menor, 10, y el Altai y el Ural tan sólo 2. De todas las moles montañosas del globo, es el Himalaya el que tiene mayor altitud media para su cresta: Humboldt la calcula en 4777 metros. A continuacion siguen los Andes, en la América del Sur, con una elevacion media de 3607 metros, contribuyendo con 126 metros al levantamiento del nivel medio de las llanuras, que es de unos 195 metros.

Los estudios que se han hecho en Africa y Australia por este concepto son aún bastante

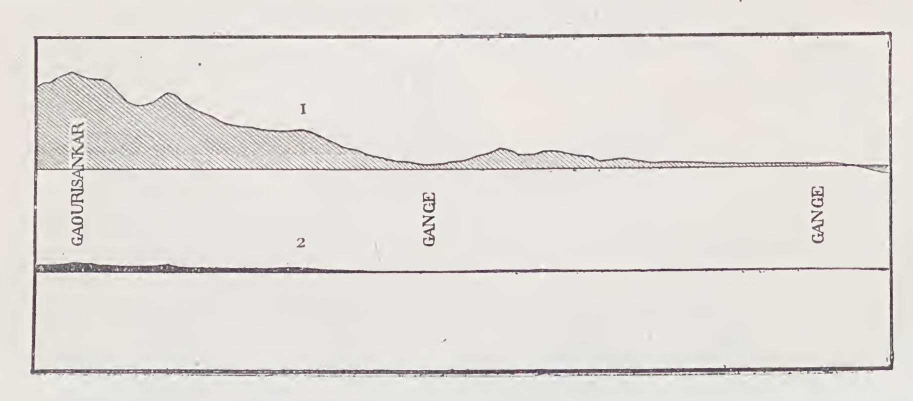


Fig. 5. — Relieve del Himalaya: corte del suelo entre el Gaurisankar y las bocas del Ganges; 1, escala de las alturas décuple de la escala de las longitudes; 2, escala verdadera

imperfectos, por más que las exploraciones de los treinta años últimos hayan dado á conocer la altitud de bastantes cumbres, y en especial las del continente africano de notable importancia, de lo cual es fácil cerciorarse examinando las cifras de la nota que hemos incluido.

Todas las cantidades de altitud que hemos consignado son las de las cumbres y crestas sobre el nivel del Océano; lo cual hay que tener siempre presente, para formarse una idea exacta del efecto que pueden producir cuando se las contempla desde su base, es decir, desde un punto que puede tener á su vez, ó una altitud nula, ó por el contrario una altitud excesiva.

(1) Hé aquí cuál es la altura, que tomamos del *Anuario de la oficina de longitudes para 1884*, de algunas de las cumbres más elevadas de las cinco partes del mundo:

Europa	
Monte Elbruz (Cáucaso)	5644 m.
Monte Blanco (Alpes franceses)	4810
Monte Rosa (Alpes suizos)	4638
Pico de Nethou (Pirineos)	3404
Etna	3313

Asia	
Gaurisankar (Himalaya)	8840 m.
Kintchindjinga —	8582
Djindjiba —	8200
Dhawalagiri (mole central)	8176
Haramesch —	7401
Bogdo-oola (mole central)	6326 m.
Demavend —	5620
Fusi-Yama (Japon)	4676

Africa	
Kilima-Ndjaro	5705 m.
Kenia	5500
Monte del Pico (Azores)	4412
Pico de Tenerife	3716
Miltsin (Atlas)	3475

América del Norte	
Popocatepetl	5410 m.
Pico de Orizaba	5400 m.
Brown	4876
Monte de San Elías	4568

América del Sur	
Aconcagua (Andes)	6854 m.
Illampu	6560
Chimborazo	6539
Cotopaxi	5943

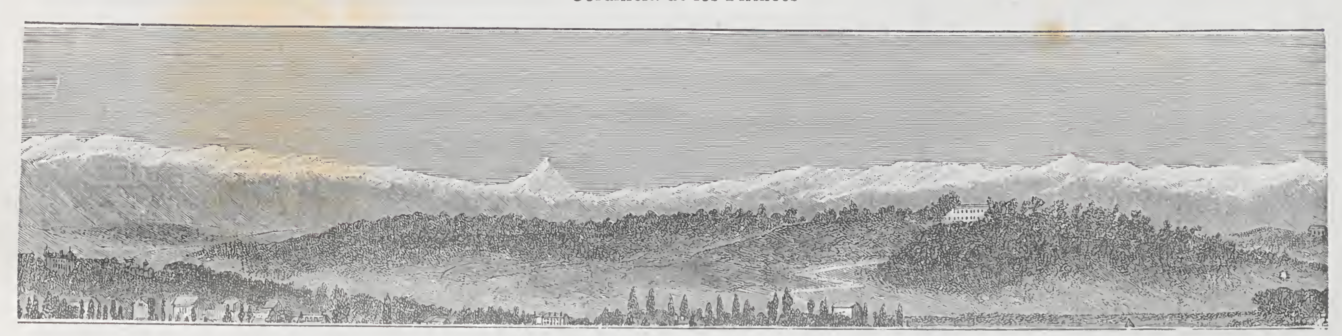
Oceanía	
Mauna Kea (Havai)	4197
Cook (Nueva Zelanda)	3768

En la larga lista que inserta el *Anuario* contamos hasta 140 cumbres que exceden de 4,000 metros, de las cuales 56 pertenecen á Asia, 44 á las dos Américas, 27 á Europa, 8 al Africa y 5 á Oceanía. Hay 23 puntos que tienen de 5000 á 6000 metros de altitud, 12 de 6000 á 7000, 15 de 7000 á 8000; únicamente 7 pasan de este número perteneciendo todos al Asia (Himalaya y masa central). Vese pues que distamos ya mucho de la época en que se tenia al pico de Teide por la montaña más alta del globo. Esta cumbre notable no llega á 4000 metros; por consiguiente la aventajan en altura las 140 de que acabamos de hablar así como otras tambien.

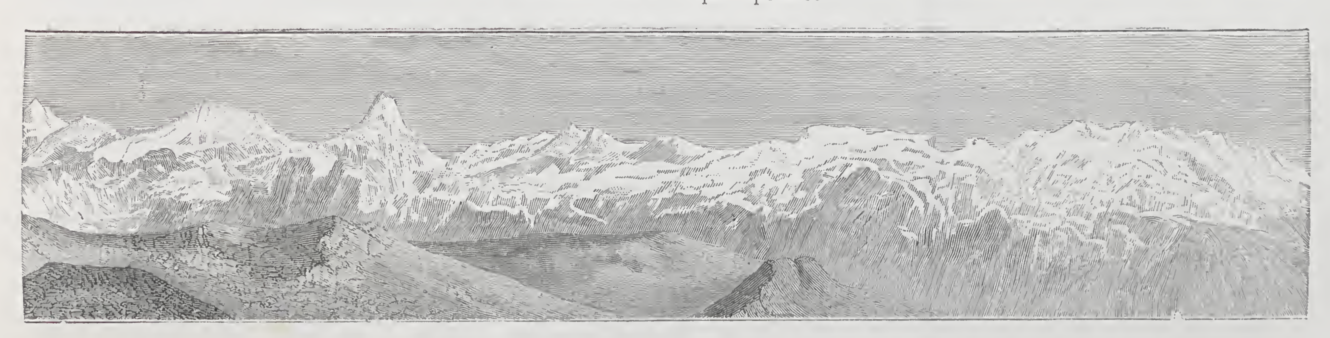
Esto explica por qué una cumbre aislada, como el pico de Tenerife, visto desde la orilla del mar, produce mayor impresion que la de un monte mucho más alto, pero cuya base misma se halle á una altitud comparable con la de altísimas montañas.

En suma, seria más útil conocer, desde el punto de vista que consideramos aquí, la pendiente de los continentes, desde las costas del Océano hasta la línea de distribucion de las aguas de las cordilleras que forman su armazon, para comprender perfectamente la rigidez de los terraplenes que las masas de aire han de recorrer en una direccion determinada, ya porque se muevan trepando por la pendiente continental ó ya porque la desciendan en sentido opuesto. Por esto seria un documento de consulta muy á propósito para la meteorología de cada region del globo el corte ó cortes verticales del relieve continental. En las figuras 7 y 8 damos dos cortes de esta clase, sobre los cuales haremos observar que además de haberse omitido voluntariamente la curvatura del suelo, no van acompañados de una escrupulosa exactitud: tan sólo hemos querido que el lector pudiera formarse una idea exacta de lo que son las dos masas montañosas más considerables del globo relativamente á las dimensiones reales de este. Estos cortes son, el primero el de la India, entre el Gaurisankar y las bocas del Ganges; el otro, el del continente americano, á uno ó dos grados sobre el ecuador, desde el Pacífico hasta el Atlántico. Para hacer estos relieves perceptibles, el dibujante se ha valido de un medio empleado siempre en este caso, el de ampliar la escala de las alturas en comparacion de la de las longitudes (aquí está decuplicada solamente). Pero debajo de este perfil desfigurado ha

Cordillera de los Pirineos



Cordillera de los Alpes Apeninos



El Djemnatri ó Banderpuntch (Himalaya)



Fig. 6.—LOS PIRINEOS.—LOS ALPES APENINOS.—EL HIMALAYA OCCIDENTAL

trazado tambien con la misma escala para las alturas y las longitudes el relieve verdadero, que se reduce, como puede verse, á un solo trazo, apénas más grueso en el punto en que las masas del Himalaya ó las de los Andes elevan sus cumbres cubiertas de nieves eternas.

CHIMBORAZO
COTOPAXI
2
1

Fig. 7.—Relieve del continente americano; corte de la América meridional desde el Pacífico hasta el Atlántico, debajo del ecuador: 1, escala de las alturas décuple de la de las longitudes; 2, escala relativa verdadera

IV

PROFUNDIDAD DE LOS MARES

Los antiguos opinaban que la mayor profundidad de los mares no excedia de la mayor altura de las montañas. Xenágoras calculaba que una y otra eran de unos diez estadios (1847 metros); segun Cleomedes, llegaban á 15 estadios, ó sea 2770 metros. Buffon, en su *Teoría de la Tierra* no atribuia á los mares más que una profundidad media de un cuarto de milla de Italia, «esto es, dice, unas 230 toesas (448 metros).» Laplace deducia de sus cálculos sobre el aplanamiento del globo, que la profundidad media del mar es análoga á la altura media de los continentes: la estimaba en 1000 metros, cifra demasiado alta para la elevacion de las tierras, pero acerca de la cual seria difícil decidirse en lo que respecta á la profundidad del Océano (1). Mencionemos asimismo la opinion de Thomas Young, que la calculaba en 4800 metros, la de Humboldt, que la considera cinco ó seis veces mayor que la de los continentes, y por fin, los cálculos hipotéticos de Saigey, que no asignan más que una profundidad media de 600 metros al conjunto de los mares que cubren el globo.

Lo cierto, lo que resulta de los multiplicados sondeos efectuados por los marinos, es que el lecho de los mares tiene una configuracion parecida á la de las tierras emergidas; aquí llanos, allá valles más ó ménos profundos, acullá precipicios que indican bruscas depresiones de nivel, y en otras partes mesetas que ocupan dilatados espacios. En un principio se exageró notablemente las grandes profundidades á que habia llegado la sonda, lo cual dependia de la imperfeccion de los aparatos empleados, y de la influencia de las corrientes que, segun su fuerza, desviaban más ó ménos de la vertical la cuerda de la sonda. Hablábase de profundidades de 10500 á 14000 metros, en el Atlántico septentrional, y en puntos inmediatos á la Corriente del Golfo. Segun el profesor Wyville Thomson, jefe científico de las expediciones del *Challenger*, del *Lightning* y del *Porcupine*, la profundidad media del mar es de unas 2000 brazas (3240 metros). Las profundidades maxima que se midieron fueron de 5700 metros cerca de las Canarias, y de 5530 junto á las islas Vírgenes (grupo de las Antillas). A 80 millas marinas al Norte de Santhomas, la sonda bajó á la profundidad enorme de 7137 me-

(1) Mitscherlich exageraba muchísimo más esta profundidad del mar, si, como dice Saigey, la atribuia 31 kilómetros. Un geólogo italiano, Collegno, la reduce á 5000 metros, número quizás muy alto tambien.

tros, 2327 más que la altura del Monte Blanco. «En la línea de Santhomas á las Bermudas, y de las Bermudas á Halifax, el *Challenger* midió profundidades considerables, comprendidas entre 3700 y 5400 metros. Dicho buque volvió de Halifax á las Bermudas para cruzar otra vez el Atlántico en toda su anchura de Oeste á Este, pasando por los puntos indicados como los más profundos. El resultado de nueve sondeos efectuados por su incansable tripulacion dió un promedio de 4800 metros, precisamente la altura del Monte Blanco, el cual se redujo á 2550 en la meseta submarina que se extiende en forma de S al Norte del Ecuador, desde el paralelo 20 al 52, y á 1800 en medio de las islas del archipiélago de las Azores. Desde San Miguel, que es la principal de estas islas, la corbeta hizo rumbo el 16 de julio á la isla de Madera, de la cual habia salido ya el 5 de febrero. En seguida se dirigió á las Canarias, y de allí á las islas de Cabo Verde, á donde llegó el 27 de julio. El *Challenger* zarpó de estas islas, atravesó por tercera vez el Océano Atlántico de Este á Oeste, y fondeó en Bahía el 14 de setiembre, sin haber encontrado profundidades que excediesen de 4000 metros, en los mismos puntos en que los sondeos hechos anteriormente indicaban 12000, prueba de la imperfeccion de los antiguos aparatos. Las cifras consignadas por los expedicionarios del *Challenger* son dignas de confianza, cien metros más ó ménos, y merced á ellas se podrán hacer perfiles batimétricos del Océano comparables con los perfiles altitudinales de nuestras mesetas y montañas.»

En la reciente exploracion que ha hecho el vapor francés *Talisman* bajo la direccion de Alfonso Milne Edwards, se han practicado sondeos en condiciones de rigurosísima exactitud, los cuales han dado en el Atlántico profundidades de 2075 á 2300 metros á 120 millas de la costa africana y á los 30° de latitud; de 3210 á 3655 entre el Senegal y las islas de Cabo Verde, á los 15° lat. Norte; y de 3705 en un punto situado entre las islas de Santiago y de San Vicente. El mar de Sargazo ha dado fondos de 4130, 4815 y 5225 metros. La mayor profundidad encontrada ha sido de 6267 metros, á la altura del paralelo 25. En el límite Norte del mar de Sargazo cerca de las Azores, los fondos van elevándose sucesivamente á 3000, 2500 y 1400 metros.

Miéntras los sondeos, practicados minuciosa y convenientemente en los diferentes mares no suministren suficiente número de datos, sólo podremos hacer conjeturas sobre la verdadera

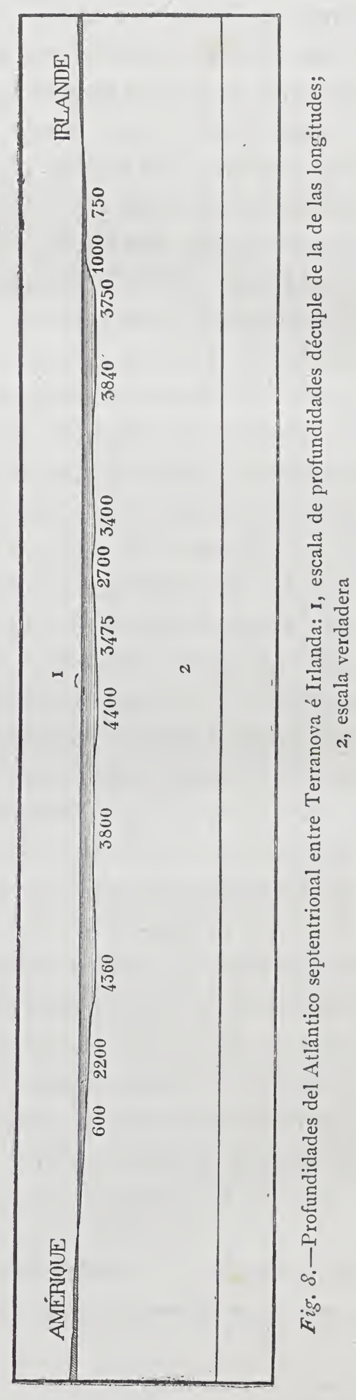


Fig. 8.—Profundidades del Atlántico septentrional entre Terranova é Irlanda: 1, escala de profundidades décuple de la de las longitudes; 2, escala verdadera

profundidad media de los océanos. Es muy probable que no se diste mucho de la verdad asignando al Océano Atlántico septentrional 4 kilómetros por lo ménos; la del Atlántico meridional debe de ser mayor, conforme sucede con todos los mares australes comparados con los del hemisferio Norte. Estímase asimismo en 4

kilómetros la profundidad media del Pacífico. Finalmente, segun Elíseo Reclus, se debe suponer que la profundidad media de todos los mares del globo reunidos es de 5 kilómetros lo ménos. Adoptando esta cifra y recordando que la superficie de los mares es de 373 millones de kilómetros cuadrados, resultan 1870 millones de metros cúbicos para el volúmen de la parte líquida que rodea las tierras en el globo entero; lo cual viene á ser cerca de 40 veces (39,2) el volúmen del relieve de estas tierras calculado sobre el nivel del Océano, ó sea la 578ª parte del globo terráqueo. Partiendo de la misma hipótesis, puede calcularse que las aguas del mar formarian una esfera que no bajaria de 766 kilómetros de diámetro, es decir la quinta parte del diámetro de la Luna. Aun cuando la densidad del agua de mar sea tan sólo 1,026, menor que la mitad de la de las rocas de la costra terrestre, la masa de las aguas del Océano es todavía 19 veces y media tan grande como la del relieve continental. La Tierra entera no pesa más que 2515 veces tanto como todos los mares reunidos.

Suponiendo que esta masa líquida estuviese uniformemente extendida por toda la superficie de la Tierra, no tendria, en la susodicha hipótesis, más que $3^k,6$ de profundidad, la 177ª parte del radio ecuatorial, ó sea el sexto de la depresion polar motivada por el aplanamiento.

Resumiendo ahora los datos relativos á los relieves continentales y á las depresiones submarinas, vemos que estas desigualdades, en sentido opuesto de la masa sólida del globo, no componen en total más que un promedio probablemente inferior á 5500 metros, que representa el cuarto de la diferencia entre el radio polar y el ecuatorial. Verdad es que en ciertos puntos relativamente poco numerosos, hay altitudes mayores que acentúan más el relieve, lo mismo que hay profundidades submarinas excepcionalmente grandes. Las más altas cumbres conocidas no llegan á 9000 metros de elevacion y las mayores profundidades medidas con alguna exactitud son inferiores á 8000. La diferencia de nivel entre estos puntos, ó sean 17 kilómetros, es á su vez menor que el aplanamiento terrestre, el cual, segun hemos visto, es harto insignificante de suyo para que pueda alterar la regularidad de forma del globo. Si en una esfera de un metro de radio quisiéramos figurar las más altas montañas, tendríamos que dar al Gaurisankar una altura apénas igual á $1^{mm},4$, y al Monte Blanco la de $0^{mm},75$; y áun así y todo estas alturas deberian ir decreciendo insensiblemente hasta la playa más próxima llegando por tanto á hacerse imperceptibles. Lo propio sucederia con la capa de agua con que quisiéramos representar la profundidad de los mares. Por consiguiente, esos colosos de granito cuyas cumbres cubiertas de nieve parecen traspasar las nubes, esos antros, esos abismos del mar que caracterizamos llamándolos insondables, son imperceptibles arrugas del suelo ó tenues capas líquidas sobre el inmenso globo que nos sustenta.

Tales son, resumidos en unos cuantos párrafos, los principales datos numéricos que conviene tener presentes al emprender el estudio de la Meteorología. Estos datos son concernientes al globo terráqueo considerado en su conjunto, así como á las masas sólidas y líquidas de su superficie. Si aún no hemos dicho nada de su envolvente gaseosa, de ese inmenso océano flúido en cuya profundidad habitamos, consiste en que la atmósfera es en realidad el objeto propio de la ciencia meteorológica, y requiere, no un bosquejo, sino un estudio profundo. Al dar principio á este estudio, segun vamos á hacerlo, entraremos de lleno en nuestro asunto.

LIBRO PRIMERO

EL AIRE Y LOS FENÓMENOS HIGROMÉTRICOS

CAPÍTULO PRIMERO

CONSTITUCION FÍSICA Y QUÍMICA DE LA ATMÓSFERA

I

IDEAS DE LOS ANTIGUOS SOBRE EL AIRE Y LA ATMÓSFERA

El orígen de la idea que hoy tenemos de la atmósfera no se remonta á gran distancia en la historia de las ciencias. Merced á los progresos de la astronomía y de la física en los dos ó tres últimos siglos, nos representamos la envolvente flúida que rodea á nuestro globo como parte integrante de él. Sabemos que la Tierra, en sus peregrinaciones alrededor del Sol, en el interminable viaje que efectúa con él y con los demás cuerpos del mundo solar por los espacios etéreos, arrastra consigo esa envolvente, cuyos límites, si imperfectamente conocidos, no dejan de estar tan bien definidos como los de las partes sólidas y líquidas que componen el globo mismo.

Cuando Copérnico y Galileo demostraron la realidad del doble movimiento de traslacion y rotacion de la Tierra, se suscitó la duda de cómo podia estar retenido á su superficie ese flúido impalpable del aire, cómo era que nuestro globo no iba dejando jirones de él en su vertiginosa carrera, cómo podia resistirse á la accion de la fuerza centrífuga, sin disiparse en virtud de una fuga continua, principalmente en las altas regiones de la zona ecuatorial. El conocimiento más exacto de las propiedades del aire, de su peso, de la presion ejercida por unas capas flúidas sobre otras, respondió victoriosamente á estas dudas, habiendo sido los célebres experimentos de Pascal y Torricelli el punto de partida de cuantos conocimientos se han acumulado desde entónces sobre tan importante punto de la física terrestre. Entónces se echó de ver que la extension de la atmósfera está necesariamente comprendida entre dos límites, inferior el uno y resultante del valor casi constante de la presion ó del peso de todas las capas de aire superpuestas, y el otro superior y determinado por la distancia á que la fuerza centrífuga adquiere una intensidad que excede á la de la gravedad misma.

Así como anteriormente á Galileo, Newton y Pascal apénas se podian tener ideas exactas sobre la constitucion física de la atmósfera, así tambien ántes de la época de Priestley y Lavoisier nada ó casi nada se sabia sobre la naturaleza química del aire. De suerte que, segun hemos dicho hace poco, todo cuanto hoy se sabe acerca de ambos asuntos data apénas de dos siglos y medio. Los antiguos filósofos, en sus especulaciones, á las veces profundas, sobre el orígen de las cosas, pero en las que la física y la metafísica andaban á menudo revueltas, consideraban el aire como un elemento y nada mas (1); no habiendo podido formarse una idea

(1) Miéntras que los filósofos más antiguos de la escuela jónica, como Tales y Anaximandro, consideran el agua como la simiente de las cosas, como la sustancia primitiva «de la que salieron, en virtud de separaciones sucesivas, la tierra, el aire y una esfera de fuego que lo rodeó todo como una corteza,» Anaxímenes y Diógenes de Apolonia (siglo quinto ántes de nuestra era) consideran el aire como el principio universal. «Todo, dice Anaxímenes, todo resulta del aire por enrarecimiento ó por condensacion (por calentarse ó enfriarse). Por el enrarecimiento, el aire se convierte en fuego; por condensacion, en viento, y luégo en nubes, en agua, en tierra y en piedras. Estos cuerpos simples forman en seguida los cuerpos compuestos.» Cuando la formacion del mundo, el aire produjo ante todo la Tierra, que en concepto de Anaxímenes era plana y dilatada en anchura como una tabla, y á la

de la atmósfera considerada como un todo, como una envolvente limitada de la Tierra misma. Concretábanse á distinguir el *aire* del *éter;* el primero, tosco, impuro, heterogéneo, es el que respiramos y en el cual ocurren todos los fenómenos meteorológicos propiamente dichos, como vapores, nubes, lluvia, granizo, rayos, etc.; el segundo, más sutil, más puro, es la materia en que flotan los cuerpos celestes. Tenemos que avanzar hasta los tiempos de Séneca para encontrar algunas nociones relativas á la atmósfera que más conexion tengan, hasta cierto punto, con las que la ciencia moderna ha logrado adquirir. «El aire es una parte del mundo, dice aquel filósofo, una parte necesaria. Porque el aire es el que reune la tierra y el cielo: separa las altas regiones de las inferiores, pero uniéndolas; las separa como intermediario; las junta, puesto que merced á él ambas se comunican..... El aire está contiguo á la tierra, siendo tal esta contigüidad que el primero ocupa al punto el espacio de que se ha separado la segunda..... Su elasticidad queda demostrada por su rapidez y por su grande expansion. La vista penetra instantáneamente en él á muchas millas de distancia; un solo sonido resuena á la vez en ciudades enteras; la luz no se filtra por grados, sino que inunda de golpe toda la naturaleza (1).» Como se ve, el aire era para Séneca el vehículo del sonido, pero tambien el de la luz. Fuera de esto, todo cuanto dice acerca de este asunto es una confusa amalgama de ideas ciertas y de ideas falsas, de observaciones justas y discretas y de hipótesis que hoy nos parecen bien chabacanas como todo cuanto han dicho los filósofos y los físicos hasta la época en que se adoptó definitivamente el verdadero método científico, el de la observacion experimental.

Dejemos, pues, á un lado las hipótesis de los pasados siglos, y ocupémonos de los datos de la ciencia contemporánea.

II

PESO DE LA ATMÓSFERA: AVERIGUACION DE SU ALTURA

Tan luégo como hubo demostrado la experiencia que la ascension del mercurio en el tubo barométrico tenia por causa la presion que las capas de aire ejercen en la superficie libre del líquido, se pudo calcular el peso de la atmósfera y un límite inferior de su elevacion vertical. Estando marcada esta presion al nivel del Océano por una columna de mercurio de unos 760 milímetros, síguese de aquí que el peso total del aire es equivalente al de una masa de mercurio que rodease por todas partes á la Tierra, y cuya altura sobre dicho nivel fuese precisamente de 76 centímetros (2). Cada metro cuadrado de la superficie terrestre soporta el peso de la columna de aire que descansa en él, ó sea el de una masa de mercurio de 760 decímetros cúbicos ó 10,333 kilógramos; hemos visto por otra parte que la superficie de la Tierra es de 510.100,000.000,000 de kilómetros cuadrados. Despreciando la porcion del volúmen atmosfé-

que por esta razon suponia llevada por el aire. Como se ve, es todo lo contrario de la realidad, por cuanto la Tierra es la que soporta al aire. Además de esto, no tenia la menor idea de la atmósfera limitada: «El aire, infinito en magnitud, abarca el mundo entero.» Las mismas ideas sustentaba Diógenes de Apolonia. (V. la *Filosofía de los griegos*, por E. Zeller.)

(1) *Quæstiones naturales*, lib. II, 4, 6, 8. Séneca dice además hablando del aire: «Se extiende desde el éter más diáfano hasta nuestro globo; más móvil, más suelto, más elevado que la tierra y que el agua, es más denso y más pesado que el éter. Siendo frio por sí mismo y sin claridad, recibe de otra parte el calor y la luz. Pero no es el mismo en todo el espacio que ocupa, sino que lo modifica todo cuanto está contiguo á él. Su parte superior es de un calor y una sequedad extraordinarios, y por esta razon está enrarecida en extremo á causa de la proximidad de los fuegos eternos, y de esos múltiples movimientos de los astros y de la incesante circunvolucion del cielo. La parte más baja del aire y la más inmediata al globo es densa y nebulosa porque recibe las emanaciones de la tierra. La region media guarda un término medio si se la compara con las otras dos en cuanto á la sequedad y á la tenuidad; pero es la más fria de las tres.» ¿De qué procede en concepto de Séneca esta oposicion? De que la region superior recibe el calor de los astros cercanos á ella, y la region baja el de la Tierra; únicamente la region media conserva la temperatura fria, porque el aire es frio de por sí. Estas citas nos parecen instructivas, no tanto porque nos enseñan lo que pensaban los antiguos, sino porque nos demuestran cómo llegaron á formarse una idea de la razon de los fenómenos valiéndose de conjeturas unas veces ingeniosas, y otras pueriles.

(2) Rigurosamente hablando, se deberia distinguir entre la presion, tal cual la da la observacion barométrica, y el peso de las diferentes capas de aire, tal como resultaria si se pudiera pesar cada una de estas á este nivel del suelo. Y en efecto, á medida que nos elevamos en la atmósfera, nos alejamos del centro de la atraccion terrestre, y la intensidad de la gravedad disminuye. Resulta de aquí que las capas atmosféricas de igual masa ejercen presiones decrecientes á medida que su altitud es mayor. Su efecto sobre la columna barométrica es menor que si cada una de dichas capas estuviera en la superficie del suelo. El peso real de la atmósfera es pues mayor de lo que lo indica el cálculo que sigue.

Hay otra causa de error, variable con el estado higrométrico del aire, que influye en sentido opuesto. El vapor de agua contenido en la atmósfera agrega su propia tension á la presion del aire supuesto perfectamente seco. Suponiendo que la presion es de 760 milímetros al nivel del mar, es por lo tanto preciso admitir tambien, para que nuestro cálculo sea exacto, que la tension del vapor de agua es nula, ó que el aire está perfectamente seco.

rico que corresponde al relieve de los continentes, resulta en virtud de un cálculo fácil que el peso total de la atmósfera es de 5,269.900,000.000,000 de toneladas de 1,000 kilógramos, es decir, el de 5.269,900 kilómetros cúbicos de agua á 4 grados. Así pues, esta cubierta diáfana, tan leve en la apariencia, pesa tanto como 460,000 kilómetros cúbicos de plomo, 594,000 de cobre ó 730,000 de hierro fundido. La masa de la atmósfera, comparada con la de la Tierra entera, no llega á componer la millonésima parte (1).

Puede partirse de aquí para tener un límite inferior de la altura de la atmósfera. Basta para esto suponer por un momento que la densidad de las diferentes capas es en todas partes la misma, é igual á la densidad del aire á la superficie, á 0° de temperatura. Dada esta hipótesis, se puede calcular fácilmente el espesor de la capa de aire que seria capaz de equilibrar una columna de mercurio de 76 centímetros de altura. Sábese que las alturas están entonces en razon inversa de las densidades respectivas de los dos flúidos. La densidad del aire seco á 0° y á la presion de 760 milímetros es igual á 1,2927; la del mercurio á la misma temperatura lo es á 13,5960. La relacion entre ambas cantidades es 10,517. Por consiguiente, para cada milímetro de disminucion en la presion, habria que elevarse 10^{m},517 en direccion vertical. Finalmente para tener una presion nula, es decir para llegar al límite de la atmósfera así constituida, habria que elevarse 10^{m},517 × 760, es decir á 7992^{m},9, ó sea á 8 kilómetros próximamente. Repetimos que este límite es puramente inferior, porque la densidad de las capas de aire va disminuyendo con la altitud, y ya sabemos que la atmósfera es mucho más elevada.

Obtiénese otro límite calculando el efecto de la fuerza centrífuga, ó si se prefiere, procurando averiguar á qué distancia de la superficie de la Tierra está dicha fuerza contrabalanceada exactamente por la gravedad. Sabemos que en el Ecuador, donde llega á su máximum la velocidad de rotacion de un punto de la superficie del globo, la fuerza centrífuga es la 289.ª parte de la intensidad de la gravedad. Elevándose verticalmente á la atmósfera en dicho punto las moléculas del aire que siguen el movimiento de rotacion del globo con la misma velocidad angular, propenden á alejarse de la superficie, en virtud de la misma fuerza que va aumentando á medida que es mayor la distancia al centro del globo; por otra parte, la fuerza de la gravedad, que obra en sentido contrario, va disminuyendo de intensidad con arreglo á la conocida ley de la razon inversa del cuadrado de las mismas distancias. Fácil es deducir de aquí que la razon de las dos fuerzas va creciendo como el cubo de las distancias, y que llegarán á ser iguales ó se equilibrarán una á otra cuando se haya llegado á un punto cuya distancia al centro de la Tierra sea igual á unas 6,6 veces el radio del Ecuador.

En resúmen, si fuese posible elevarse verticalmente á una altura igual á 5 veces (y 6 décimos) el radio ecuatorial, se llegaria á un punto en que la fuerza centrífuga anularia á la de la gravedad. Toda molécula que traspasara este límite se escaparia al espacio y abandonaria nuestro globo. Tal es el límite superior á partir del cual no puede existir ya ningun vestigio de atmósfera.

El primero de estos dos límites extremos, que reduciria la atmósfera á una capa de 8 kilómetros de espesor, es demasiado reducido, segun hemos dicho; el segundo, que la extenderia hasta 36,700 kilómetros de la superficie, es tan inexacto como el otro además de ser mucho ménos considerable, pero tiene la ventaja de probar de un modo irrefutable la imposibilidad de la extension indefinida de la atmósfera.

Hemos dicho anteriormente qué opiniones profesaban los antiguos sobre la atmósfera, cuya altura ni siquiera se atrevian á calcular. Sin embargo, Posidonio, geómetra y físico del segundo siglo ántes de nuestra era, seria en este caso una excepcion, si es cierto que la calculó, no se sabe por qué método, en 350 estadios (64 kilómetros). Al-Hazen, ó Hasan ben Haitem, fué el primero que basó en razones positivas un cálculo de esta clase. En virtud de la

(1) El agua de los rios, de los lagos y de los mares contiene aire en disolucion. Este penetra tambien en el interior de las capas sólidas de la Tierra. Segun Saigey, «la porcion de aire que ha penetrado en las aguas del Océano y en el interior de las tierras es muy corta relativamente á la masa total de la atmósfera; es poco más ó ménos la 150.ª parte, de suerte que si todo este aire volviese á la atmósfera, aumentaria solamente su presion en 5 milímetros de mercurio.»

observacion del fenómeno del crepúsculo, fijó en 19 leguas el límite superior de la atmósfera. Keplero, despues de él Lahire y Lambert, y Biot en nuestros dias, se han valido del mismo método, que expondremos sucintamente.

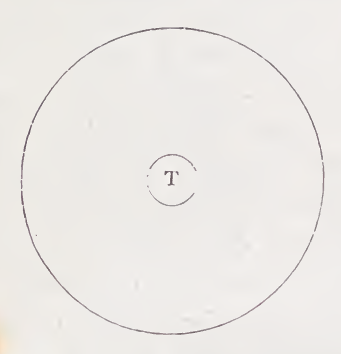


Fig. 9.—Límite superior de la altura de la atmósfera

Nadie ignora que, tanto ántes como despues de la puesta del Sol, las capas atmosféricas que reciben ya ó siguen recibiendo sus rayos, hacen llegar al suelo por reflexion la luz que las hiere, y producen el fenómeno de los crepúsculos matutino ó vespertino. La duracion de este fenómeno varía con la época del año, porque depende del tiempo (variable á su vez segun la declinacion del Sol) que el astro emplea en descender por bajo del horizonte cierta cantidad que la observacion ha hecho conocer y que es de unos 18 grados. Veamos de demostrar en qué consiste la averiguacion de la altura de la atmósfera valiéndose de la observacion del crepúsculo.

En el momento en que el disco solar va á trasponer el horizonte FC del observador, toda la porcion de la atmósfera visible desde el punto A está todavía iluminada. Cuando el último rayo del astro ha desaparecido en B por el horizonte occidental, da principio el crepúsculo. Al atravesar la atmósfera el cono de rayos luminosos que el Sol envia tangencialmente á la Tierra, trazará tan luégo como salga de ella un círculo que formará el límite de separacion entre las regiones atmosféricas directamente iluminadas todavía y las que ya no lo están. Conforme vaya bajando el Sol de J á J′, y luégo á J″, el punto culminante de este círculo subirá sucesivamente desde el horizonte oriental F á los puntos G, H, I; y por último, cuando haya llegado al punto J‴, el culminante de la curva crepuscular alcanzará al horizonte occidental en el punto C, cesando entónces el crepúsculo.

Se puede deducir de muchos modos la *altura de la atmósfera* de la observacion de la curva crepuscular. Supongamos desde luégo que se anota con toda la precision posible la hora de su ocaso, es decir de la desaparicion de su punto culminante por el horizonte occidental. De aquí se deducirá el grado de descenso del Sol debajo de este horizonte cuando al llegar á J‴ no envie ya directamente luz á la porcion visible de la atmósfera. Conocido el ángulo BCJ‴, se conocerán tambien su complemento ACJ‴, y la mitad ACO de este complemento, y siendo

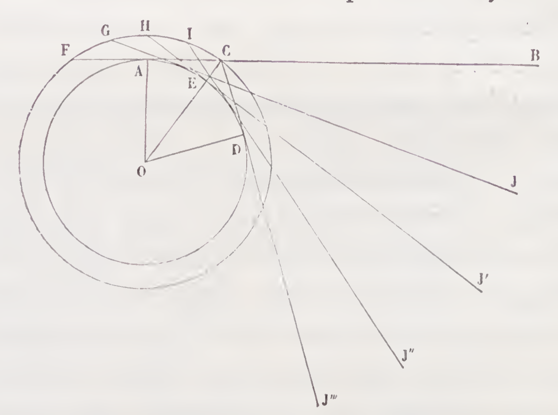


Fig. 10.—Movimiento de la curva crepuscular

así se conocerán asimismo un ángulo y un lado del triángulo rectángulo ACO por cuanto se puede calcular siempre el radio AO de la Tierra en el lugar en que se hace la observacion. Fácil será pues calcular la longitud de la hipotenusa OC, que excede de la de dicho radio toda la altura CE de la atmósfera, y por consiguiente una simple resta nos dará esta altura.

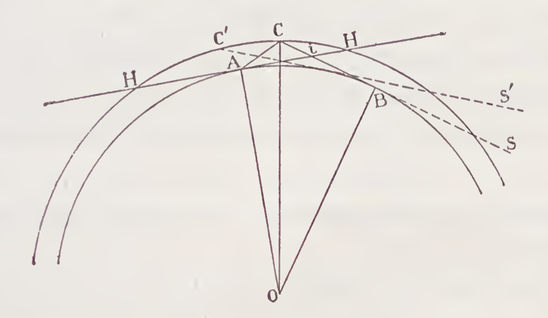


Fig. 11.—Altura de la atmósfera deducida de la observacion del crepúsculo

Se consigue el mismo resultado observando la curva crepuscular cuando su punto culminante está sobre el horizonte, en el zenit por ejemplo, ó en otra posicion cualquiera, por ejemplo en C (fig. 11).

Supongamos que el observador mida la altura de este punto, es decir, el ángulo CAH que el rayo visual CA forma con el horizonte,

y que anota la hora precisa del fenómeno. Esta hora le permitirá encontrar fácilmente el número de grados á que el Sol se halla en tal momento debajo del horizonte, y así conocerá C*i*A ó HIS, y por consecuencia AC*i*. Se podrá pues calcular todos los elementos del cuadrilátero OACB, puesto que los radios terrestres OA y OB son conocidos, y será fácil por tanto calcular la longitud de la diagonal CO, la cual excede del radio terrestre en una cantidad que es precisamente la altura buscada de la atmósfera.

Para que esta consecuencia sea rigorosa, hay que admitir que el límite de la curva crepuscular es en efecto la de la atmósfera misma, y además que los rayos emanados de este punto han sufrido una sola reflexion. Fácilmente se

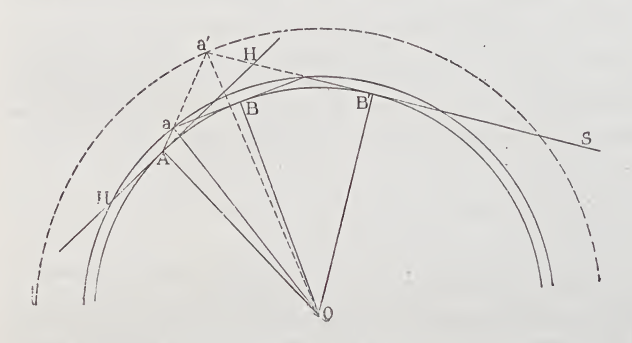


Fig. 12.—Límites del primer y del segundo crepúsculos

comprenderá que no es posible saber hasta qué punto se ha llenado una ú otra de ambas condiciones. En primer lugar, el punto C marca solamente el límite en que todavía son bastante densas las moléculas del aire para que sea perceptible la luz que envian á la Tierra. Por otra parte, nada autoriza á afirmar que no provenga esta luz de una doble y hasta de una triple reflexion de los rayos solares en la atmósfera, del fenómeno llamado segundo ó tercer crepúsculo, que es fácil comprender examinando la figura 12, en la cual se ve cómo se reflejan los rayos solares por primera y por segunda vez antes de llegar á A (1). En este caso no resultaria del cálculo la altura real del punto *a* de la atmósfera, sino más bien la del punto *a'*, situado mucho más allá de sus límites. *A fortiori* se encontraria un valor aún más exagerado, si la iluminacion de la curva crepuscular se debiese á una triple reflexion. A decir verdad, en cada una de estas hipótesis se puede calcular la altura del punto *a*, pero subsiste la incertidumbre y no se puede afirmar cuál de las tres alturas calculadas es la verdadera. Y es que la observacion de la curva crepuscular es muy pocas veces susceptible de cierta precision. En nuestros climas es muy raro que se presenten circunstancias atmosféricas favorables, y cuando Biot quiso explicar el método dado por Lambert para hacer el cálculo en las tres hipótesis que acabamos de enumerar, tuvo que recurrir á una observacion hecha por Lacaille en el cabo de Buena Esperanza (2). Atribuyendo sucesivamente la curva luminosa observada por este astrónomo al límite del primer espacio crepuscular, y luégo á las del segundo y del tercero, y aplicando la correccion relativa á la refraccion atmosférica, Biot obtuvo los resultados siguientes:

	Altura en metros de las últimas capas de aire reflejables.
Por el límite del primer espacio crepuscular.	58,916
— del segundo — —	10,797
— del tercero — —	6,392

«No se puede admitir esta última altura, añade el sabio físico, por ser mayor que aquella á la que llegó Gay Lussac. La segunda parece bastante reducida, si se considera que, segun las observaciones de este último físico, la densidad del aire á 7,000 metros de altura sólo quedaba reducida á la mitad próximamente de su valor á la superficie del suelo. Por consiguiente, la verdadera altura final es, segun toda verosimilitud, intermedia entre esta y la primera, de suerte que la curva crepuscular, cuando se la observa en el horizonte, debe pertenecer á una parte cualquiera del segundo espacio crepuscular. Esta es tambien la opinion de Lambert, basada

(1) Es difícil observar el segundo crepúsculo en los países llanos ó en los valles; pero en las altas montañas se le percibe más fácilmente. De Saussure y Bravais han hecho observaciones de esta clase en la garganta del Gigante y en el Faulhorn respectivamente. Consiste en una débil iluminacion de las capas de aire, bastante parecida en su aspecto al resplandor de la Vía láctea; al través de ella se ven muy bien las estrellas de quinta y sexta magnitud.

(2) Hé aquí esta observacion, segun las *Memorias de matemáticas y de física de la Academia de ciencias* para el año 1751: «Los dias 16 y 17 de abril de 1751, navegando por un mar tranquilo, y estando el cielo sumamente claro y sereno, en el que distinguia á Vénus en el horizonte del mar, como una estrella de segunda magnitud, ví la luz crepuscular terminada en arco de círculo todo lo regularmente posible; habiendo arreglado mi reloj á la hora verdadera, á la puesta del Sol, ví este arco confundido con el horizonte, y calculé por la hora á que hice esta observacion, que el Sol habia bajado el 16 de abril 16° 38' y el 17, 17° 13'.» (*Varias observaciones astronómicas y físicas hechas en el cabo de Buena Esperanza durante los años 1751 y 1752, y parte de 1753*, por el abate de la Caille.)

en consideraciones fotométricas que parecen evidentes.»

Lambert habia deducido 29,000 metros; anteriormente á él, Lahire, que no hacia la distincion de las reflexiones múltiples, habia calculado la altura de la atmósfera por los crepúsculos, y corrigiendo algunos efectos de refraccion, la estimaba en 36,362 toesas (70,870 metros), número mucho más elevado. Verdad es que en la época en que Lambert efectuaba sus estudios y publicó sus resultados, se admitian cifras mucho mayores para la altura de la atmósfera. Partiendo Mairan de ciertas observaciones hechas en auroras boreales, llegaba hasta á suponerla de 200 y áun de 300 leguas. Por último, Biot la considera comprendida, segun acabamos de ver, entre 11 y 59 kilómetros, y discutiendo las observaciones termométricas y barométricas efectuadas por Humboldt y Boussingault en sus ascensiones á elevadas montañas, ó las de Gay-Lussac en globo, admite en último lugar 48 kilómetros ó sean 12 leguas kilométricas como altura de la atmósfera, lo cual no deja de ser tambien un límite inferior, por cuanto el fenómeno que sirve de base para el cálculo está limitado á las últimas capas de aire que son aún bastante densas para reflejar una luz perceptible.

Estudiando Arago los fenómenos de polarizacion atmosférica, ha hecho notar que podrian servir para decidir si el límite de la curva crepuscular pertenece á una primera ó á una segunda reflexion y que por lo tanto se podria deducir de aquí con mayor certeza la altura de la capa atmosférica que da lugar al fenómeno. M. E. Liais ha hecho observaciones de esta clase en el Brasil, de las cuales deduce para la altura de la atmósfera una cantidad mucho mayor que las calculadas por Biot, pues la supone nada ménos que de 290 kilómetros y áun la hace llegar á 320, teniendo en cuenta la absorcion de la luz solar por las capas densas inferiores (1).

Cuando Bravais efectuó su ascension al Faulhorn, tomó una serie de medidas de la altura de la curva crepuscular correspondientes á distancias zenitales al Sol siempre crecientes. Discutiéndolas desde un punto de vista puramente particular (2), dedujo de ellas que el vértice de

(1) La descripcion que hace M. Liais del fenómeno del crepúsculo, tal como se le observa junto al ecuador, nos parece sobrado interesante para que la reproduzcamos íntegra:

«Casi inmediatamente despues de ponerse el sol, aparece por el Este un matiz sonrosado, por debajo del cual se distingue en breve un segmento oscuro, por lo regular de color verdoso. El color de rosa se extiende en anchura hácia el Sur y el Norte, y once minutos despues de su aparicion por el Este, empieza á despuntar por el Oeste, miéntras el zénit sigue azul. En realidad hay una coloracion sonrosada alrededor del zénit hasta el horizonte, excepto al Este, donde se ve en lontananza un segmento gris azul ó gris verdoso, y al Oeste, donde se distingue un segmento blanco. Ocho minutos despues de su aparicion por el Oeste, el color de rosa, que ha ido amortiguándose sin cesar por el Este, cesa en este lado por completo. Al Oeste se divisa un segmento blanco, orlado de un arco de color de rosa vivo sobre el cual aparece el azul del cielo con un brillo y un esplendor imposibles de describir. Este arco baja poco á poco hácia el horizonte, y entónces aparece muy aplanado, adquiriendo un color encarnado fuerte ó anaranjado. Por último, se desvanece cuando el sol está á 11° 42' bajo el horizonte (promedio de las observaciones del 16 al 22 de julio de 1858).

»Cuando el arco rojo de que acabamos de hablar está muy bajo y á punto de desaparecer por el Oeste, fórmase una segunda coloracion rosa que aparece lenta y simultáneamente á Este y á Oeste, dando la vuelta al zénit que continúa siempre azul, ó mejor dicho, gris azulado, porque la luz es ya muy escasa. Una zona de un color blanco de plata separa por el Oeste los dos arcos sonrosados. A medida que el sol desciende, va desapareciendo la segunda coloracion, al principio por el Este, retirándose hácia el Norte y el Sur sin pasar por el zénit, hasta que se ofusca por completo el primer arco sonrosado, no quedando más que el segundo que está al Oeste y es de forma un tanto aplanada, rodeando un segmento blanco que se halla debajo de él. Por último, este segundo arco sonrosado, que adquiere un tono más encarnado al acercarse el momento de su desaparicion, se extingue cuando el Sol se halla 18° 18' debajo del horizonte (promedio de las observaciones hechas del 16 al 22 de julio).»

M. Liais observó los mismos fenómenos hácia igual época, pero por la mañana durante la aurora, y entónces vió que se reproducian en sentido contrario, aparte de que la aparicion del arco sonrosado secundario ocurria cuando el Sol estaba 17° 22' debajo del horizonte y la del arco principal cuando se hallaba á 10° 50'.

«Pero he observado un hecho muy importante, dice; y es la aparicion por el Este de una polarizacion que pasaba por el Sol y un poco ántes de la salida del primer arco de color de rosa, caracterizando el comienzo de la aurora, cuando aún eran visibles todas las estrellas de sexta magnitud. Esta polarizacion vertical sube poco á poco y llega al zénit cuando el Sol está á 18° 5' debajo del horizonte, y luégo se extiende progresivamente hácia el Oeste. La polarizacion horizontal no aparece por este lado hasta mucho más tarde y en el momento en que la coloracion rosa se dirige á él. Pues bien, si se tiene en cuenta que la iluminacion directa por el Sol da lugar á una polarizacion que pasa por él, y la iluminacion por la atmósfera á la polarizacion horizontal, resulta de la observacion que acabo de mencionar, que el Sol empieza á alumbrar directamente las capas superiores de la atmósfera en el zénit cuando está á 18° 5' debajo del horizonte. *(Actas de la Academia de ciencias de 1859,* I.*)*

Liais ha tomado por base de su cálculo este último número, del cual ha restado el doble de la refraccion, deduciéndose así 291 kilómetros como altura de la atmósfera, sin contar los 29 kilómetros que agrega por corresponder á la absorcion en el horizonte.

(2) Si la curva crepuscular que se pone al anochecer por el horizonte occidental, como una hora ú hora y media despues del ocaso del Sol, dice M. Martins, sabio colaborador de Bravais, fuese en realidad el resultado de la interseccion del cilindro de sombra proyectado por la Tierra y de la superficie terminal de la atmósfera, la altura que de aquí se dedujese para la atmósfera deberia ser la misma, cualquiera que fuese la hora más ó ménos adelantada de la observacion. Pero no es esto lo que resulta: las diferencias de los resultados no dimanan de errores de observacion, sino que van creciendo á medida que el Sol desciende por debajo del horizonte; las numerosas observaciones hechas por M. Bravais en el Faulhorn han venido á parar siempre á las mismas consecuencias.» Hemos visto que Lambert, y posteriormente Biot, han interpretado estas diferencias, admitiendo que la curva crepuscular corresponde, no al contorno mismo de la sombra terrestre,

dicha curva debia estar á 115,000 metros sobre el nivel del mar. Aplicando el mismo método á las observaciones hechas en Augsburgo por Lambert en 1759, el mismo físico obtuvo una altura atmosférica todavía mayor, puesto que ascendió á 160 kilómetros.

Segun acabamos de ver, los resultados obtenidos por Liais y Bravais distan mucho de concordar con los que Biot ha deducido de la observacion de Lacaille empleando la fórmula de Lambert; pero tienen más conexion con los que han obtenido los astrónomos merced á la observacion de los bólidos ó de las estrellas fugaces. Un bólido observado en Paris en 12 de diciembre de 1851 por M. Coulvier y en Cherburgo por M. Liais, entró en la atmósfera, ó por lo ménos se inflamó á 128 kilómetros de altura vertical; otro, visto por M. Petit en setiembre de 1852, se inflamó tambien á más de 50 leguas de elevacion. Uno de estos meteoros, observado por el doctor E. Heis en agosto de 1866, debió entrar en nuestra atmósfera á una altura de 290 kilómetros. Por último, otro, visto simultáneamente en Breslau y en Berlin, debió tener por altura inicial 460 kilómetros, y en el momento de la desaparicion 310 kilómetros. Como la incandescencia de los bólidos no puede explicarse al parecer sino por la elevada temperatura resultante de la compresion del aire atravesado por ellos, fuerza es admitir que todavía hay atmósfera á tales latitudes y que su densidad es aún bastante grande para producir la trasformacion de la fuerza viva en calor, y de este en incandescencia (1).

De todo lo expuesto resulta que no se conoce con un poco de precision cuál sea la altura verdadera de la atmósfera terrestre, lo cual consiste en que los fenómenos en cuya observacion se basa el cálculo de dicha altura son por sí mismos difíciles de observar claramente, ó están sujetos á varias interpretaciones físicas. Hemos visto que la curva crepuscular raras veces presenta un límite algo exacto y que la refraccion, que de un modo tan notable influye en el fenómeno, puede ofrecer en el horizonte variaciones difíciles de reconocer en el momento en que se hacen las observaciones. La observacion simultánea de una trayectoria tan fugaz como la de un bólido tampoco puede darnos datos muy positivos para la triangulacion de la que se deduce su altura. Finalmente, se ignora si los fenómenos ópticos que se observan así dejan de ser observables á causa de la debilísima densidad del aire, lo cual no quiere decir que no haya más allá capas atmosféricas, de suerte que la altura deducida de la observacion de los crepúsculos apénas puede ser otra cosa más que un límite inferior, como no ha dejado de hacerlo notar el mismo Biot, diciendo que «se trata solamente de las últimas capas de aire reflejantes.»

A pesar de la incertidumbre que va unida todavía al problema de la altura real de la atmósfera, hemos creido oportuno exponer los principales métodos empleados para resolverlo; pero lo que sobre todo interesa conocer es la porcion verdaderamente accesible á la obser-

---

sino á una region de la zona que no recibe los rayos directos del Sol. M. Martins cree «que es más natural suponer que esta curva crepuscular corresponde por el contrario á la zona enteramente iluminada por el Sol, y que la parte más remota del segmento desaparece á causa de la fuerte absorcion que sufren al rasar el astro solar los rayos tangentes á nuestro globo. Sea lo que quiera de la posicion de este punto, se le podrá determinar exactamente, con tal que esté colocado siempre del mismo modo con relacion al segmento crepuscular, valiéndose de dos observaciones de altura de la curva hechas en épocas conocidas. En lugar de considerar inmóvil al observador, y al Sol bajando por un plano vertical y arrastrando consigo los espacios crepusculares en un movimiento comun de rotacion alrededor del centro fijo de la Tierra, se puede tambien suponer que todo el sistema crepuscular permanece inmóvil en la atmósfera y que el espectador es el que se mueve á lo largo del círculo máximo que resulta cortando el globo terrestre por un plano que pase por su centro, por el del Sol y por el ojo del observador: en este caso se reproducirán los fenómenos crepusculares para este observador movible del mismo modo que para el observador fijo de la naturaleza, con tal que los arcos recorridos en un tiempo dado por el círculo máximo terrestre representen los aumentos de la distancia zenital del Sol.

Entónces, cada observacion de altura de la curva crepuscular da una trayectoria que parte de un punto determinado de dicho círculo máximo, y todas ellas deben tener su interseccion comun en el vértice de la curva crepuscular inmóvil. Así pues, en esta manera de ver, se determina la altura de la atmósfera en virtud de los fenómenos de la rotacion aparente de la curva crepuscular alrededor del observador, ó de este último alrededor del vértice de la curva, prescindiendo de que se han de considerar los arcos tangentes del globo terráqueo.»

Hay que añadir, sin embargo, que, segun los cálculos de Bravais, el espesor de la capa absorbente debe ser de unos 80 kilómetros, número mucho mayor segun lo que se sabe acerca de la ley de disminucion de las densidades en la atmósfera. Parece pues probable que la suposicion adoptada tampoco es exacta, que el límite de luz y sombra no corresponde á un punto fijo y determinado del segmento crepuscular, sino que cambia de lugar segun la posicion que ocupe el observador. Así pues, M. Martins tiene razon cuando dice que «desde este nuevo punto de vista, es muy complicado el problema de la averiguacion de la altura de la atmósfera, por los fenómenos del crepúsculo.»

(1) Sir John Herschel emite con este motivo una opinion que no deja de tener analogía con la de los antiguos filósofos: «La gran elevacion de las estrellas fugaces, dice, induce á suponer que existe una atmósfera superior á la aérea, más ligera, y por decirlo así, más ígnea.» (*Carta á M. Quetelet*, del 18 de agosto de 1863.)

vacion directa del hombre, aquella á la que ha podido elevarse, ya subiendo á las más altas cumbres cubiertas de nieves eternas, ó ya confiando su persona á la frágil barquilla de un globo. El espesor de esta capa no pasa de 8,000 metros, como se puede juzgar por el cuadro siguiente, espesor que probablemente no es más que una pequeña fraccion de la altura total de la atmósfera, segun queda dicho. Con todo, las observaciones barométricas prueban que su peso excede de la mitad del peso total de la envolvente gaseosa del globo terráqueo.

Nombres de los exploradores.	Altitudes á que se ha llegado	Presion barométrica
Humboldt y Bonpland (ascension al Chimborazo), 24 de junio de 1802.	5878 m	376 mm, 7
Lloest y Robertson (en globo), 18 de julio de 1803.	7170	336 mm, 0
Gay-Lussac (en globo), 16 de setiembre de 1804.	7016	328 mm, 8
Boussingault y Hall (ascension al Chimborazo), 16 de diciembre de 1831.	6004	371 mm, 1
Barral y Bixio (en globo), 27 de julio de 1850.	7049	315 mm, 0
Welsh y Nicklin (en globo), 10 de noviembre de 1852.	6989	310 mm, 9
Glaisher (en globo), 5 de setiembre de 1862.	8868 ?	252 mm, 0 ?
Croce-Spinelli, Sivel y G. Tissandier (en globo), 15 de abril de 1875. .	8600	262 mm, 0

¿Podrá el hombre elevarse á alturas mucho mayores? Nadie ignora cuán penosas y rodeadas de peligros son las excursiones á las montañas así que se ha llegado á la region de las nieves perpetuas; aparte de que por este concepto sólo queda un reducido intervalo por franquear, y lo ha sido en globo, puesto que las ascensiones de Glaisher, Croce, Sivel, y Tissandier han llegado casi á la altitud de la cumbre más elevada, al gigante del Nepal, al Gaurisankar. Por otro lado, la catástrofe que en abril de 1875 costó la vida á dos valerosos aeronautas, induce á suponer con fundamento que 8,000 metros son, á poca diferencia, el límite en que el aire no basta ya para la respiracion.

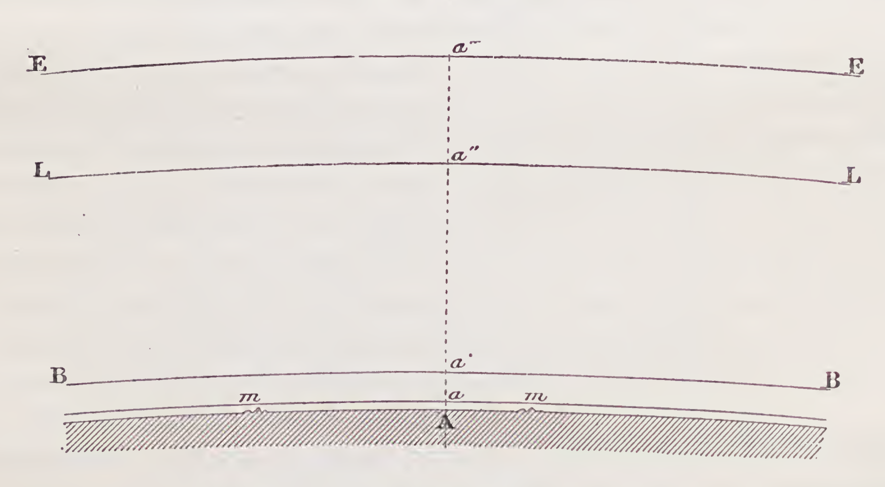


Fig. 13.—Alturas de la atmósfera: B B, segun Biot y las observaciones de la curva crepuscular; LL y EE, segun Liais y las observaciones de bólidos; *mm*, cumbres de las más altas montañas y límites probables de las nubes

Examinando la figura 13, es fácil formarse una idea de las alturas de esta capa límite comparadas con las alturas que se han calculado por varios métodos para la atmósfera misma. La escala á que se las ha representado supone que el globo terráqueo tiene un radio de 638 milímetros. Un milímetro representa pues una altura de 10 kilómetros, á cuyo límite no han llegado los exploradores de las altas regiones, y que se considera como el de la altura de los cirrus, que son las más elevadas de todas las nubes. A 4 mm,8 más arriba están las capas extremas de la atmósfera, segun los cálculos de Biot; á 32 milímetros, el límite determinado en el Brasil por Liais, y por fin, á 42 milímetros, el punto más alto en que los astrónomos han visto la aparicion y la inflamacion de los bólidos.

III

LEY DE DECRECIMIENTO DE LA DENSIDAD DE LAS CAPAS ATMOSFÉRICAS

Se ha intentado resolver de otro modo el problema de la altura límite de la atmósfera. El aire no es tan sólo pesado, sino tambien elástico y compresible. Comparando la atmósfera con el Océano, importa insistir en la diferencia de constitucion de las capas sucesivas, que en ambos casos pesan unas sobre otras. Siendo el agua casi incompresible, la densidad de sus capas es poco ménos que invariable con la profundidad, al paso que estando el aire, como todos los gases, dotado en el más alto grado de la propiedad de disminuir de volúmen con la presion, sus capas sucesivas deben estar tanto más enrarecidas, cuanto mayor es su elevacion sobre el nivel del Océano.

¿Cuál es la ley de este decrecimiento de densidad? Suponiendo que la temperatura del aire sea constante, la ley de su compresion la de cualesquiera gases, y que no intervenga ninguna causa extraña, la densidad de las capas sucesivas deberia ser proporcional al peso que estas soportan y por consiguiente á las alturas que marcara un barómetro al nivel de cada una de ellas. Como la altitud de las capas va creciendo en progresion aritmética, la densidad deberá disminuir en progresion geométrica. Tal es el punto de partida del método merced al cual se pueden medir las alturas por la observacion del barómetro. Pero esta ley dista mucho de ser exacta, y la aplicacion á que aludimos exige correcciones de las cuales volveremos á ocuparnos muy pronto. La más importante es la relativa á la diferencia de temperatura de las capas de aire con arreglo á la vertical. No tan sólo varía esta temperatura con la altura, sino que la diferencia cambia tambien segun las horas del dia y segun el estado de mayor ó menor movilidad de la atmósfera. Finalmente, como el vapor de agua difundido en el aire en cantidades variables es, á igualdad de presion y de temperatura, ménos denso que el aire, su presencia disminuye la densidad de las capas atmosféricas y contribuye así á modificar la ley ántes enunciada. Por último, hay otra causa que debe hacer más compleja la variacion de la densidad de las capas atmosféricas con la altura, y es la disminucion de la intensidad de la gravedad á medida que el observador se eleva á la atmósfera ó se aleja del centro de la Tierra, y áun á medida que se acerca al Ecuador, por cuanto la fuerza centrífuga debida á la rotacion terrestre, y que ejerce su accion, por una de estas componentes, en direccion opuesta á la de la gravedad, va creciendo al paso que aumenta la altitud ó que disminuye la latitud.

Hagamos observar que si la ley de variacion de densidad de las capas de aire superpuestas fuese la que acabamos de enunciar, en el caso en que esta densidad variara en progresion geométrica cuando la altura crece en progresion aritmética, no hubiera sido ménos imposible deducir de ella la altura misma de la atmósfera, porque, en efecto, dicha ley daria para esta altura un valor infinito.

Cassini fué el primero en notar la inexactitud de la ley, con motivo de las observaciones que tuvo que hacer para medir la meridiana. Habiendo observado el barómetro en varias montañas, y comparado las alturas que este marcaba con las que habia deducido de los métodos geométricos, advirtió que no concordaban en modo alguno, y de esto dedujo que el enrarecimiento del aire sufria un decrecimiento mucho más rápido de lo que resultaba de la ley en cuestion. La Academia de ciencias dispuso nuevos experimentos con objeto de comprobar si la dilatacion del aire está realmente en razon inversa de la presion, y como dichos experimentos confirmaron esta tésis, dedújose de ellos que las diferencias notadas por Cassini debian proceder de la que existia entre el aire de las llanuras y el de las montañas, por estar el primero más cargado de vapores y emanaciones densas. Fontenelle sostuvo que la mayor elasticidad de las capas superiores dimanaba de la humedad del aire, mayor en las alturas que en los terrenos bajos. Daniel Bernouilli calculó una fórmula para la medicion de las alturas, en la que tenia en cuenta la diferencia de temperaturas.

Laplace fué por fin quien, mediante un análisis rigoroso de todas las causas que podian influir en la densidad y en la presion de las capas atmosféricas, dedujo de la teoría la fórmula adoptada hoy por todos los físicos, con

cuyo auxilio se calcula la altura vertical de un punto ó su altitud. Para que esta fórmula tenga aplicacion, requiere que dos personas hayan observado simultáneamente en cada una de las estaciones cuya diferencia de nivel, altura del barómetro, temperatura de este instrumento y la del aire libre, deseen averiguar. Hanse calculado tablas mediante las cuales se pueden hacer rápidamente todos los cálculos con auxilio de dichos elementos, suponiendo conocida la latitud del lugar. Más adelante presentaremos un ejemplo de la aplicacion de este método, cuando hayamos dicho cómo se corrigen las causas de error á que están sujetas las observaciones barométricas.

Terminemos ahora este artículo mencionando las hipótesis que se han hecho sobre el estado de la capa de aire más enrarecida, es decir de la que forma el límite mismo de la atmósfera. Se ha procurado averiguar la causa de que, no estando mantenidas ya por una presion exterior las moléculas que la componen, no obedecieran á la fuerza expansiva propia de todo gas, resultante de su elasticidad, y en virtud de la cual se precipita en todo espacio abierto que se le ofrece. ¿Cómo es que estas moléculas que se encuentran delante del vacío relativo ó del espacio etéreo, no abandonan la Tierra escapándose á este espacio? Si esta objecion fuese fundada, seria efectivamente difícil comprender cómo no se deshacen unas tras otras las capas que limitan la atmósfera, bajo la influencia de esta fuerza expansiva. Pero hay que notar que la elasticidad de un gas va disminuyendo á la par de su densidad y que como esta es sumamente débil en los límites de la atmósfera, basta que la intensidad de la gravedad sea por lo ménos igual á ella, para el equilibrio y sujecion de la última capa. Hay además otra causa que debe disminuir asimismo rápidamente esta fuerza expansiva, y es la baja temperatura que reina en el espacio superior, temperatura que, segun hemos visto, apénas llega á 140° bajo cero del hielo fundente. Poisson ha comparado el estado de la última capa atmosférica al de un líquido *no evaporable*, lo cual equivale á considerar su elasticidad como nula, por efecto de su extraordinario enrarecimiento y de la temperatura excesivamente baja del medio ambiente. Lo que sí parece incontestable es que el verdadero límite de la atmósfera terrestre es el que resulta del equilibrio entre la intensidad de la gravedad y la elasticidad de las últimas partículas del aire, límite que es mucho más reducido que el que resulta de la intensidad creciente de la fuerza centrífuga.

IV

EL AIRE ATMOSFÉRICO: SU COMPOSICION QUÍMICA

M. Barral se expresaba del modo siguiente en una interesante conferencia dada en la Sociedad química de Paris el 4 de mayo de 1860:

«Las plantas viven, lo propio que los animales, en el seno de lo que se ha llamado con justicia océano aéreo. La atmósfera, esa envolvente vaporosa, inmensa, que rodea á la Tierra por todas partes, ejerce su accion en la vegetacion por su constitucion física y por su naturaleza química. Por medio de los elementos de que está compuesta, suministra á las plantas, directa ó indirectamente, una gran parte de su alimento; gravita con su peso sobre los órganos de los vegetales; les prodiga á modo de baños fortalecientes que se renuevan de continuo alrededor de sus tallos y de sus ramas; las obliga á inclinarse con sus movimientos, ora pausados y suaves, ora tumultuosos y terribles; las cobija como con un manto para conservarles el calor vivificante que les envia el Sol, y tamiza la luz que les es indispensable para que tengan efecto las principales fases de su vida. Las propiedades físicas de la atmósfera no son ménos importantes que las químicas para la fisiología vegetal y para la agricultura. Y sin embargo, la atmósfera es aún muy poco conocida bajo el punto de vista físico, pudiendo decirse que ha sido mucho ménos sondada en todos sentidos que el mar.»

En los artículos anteriores, así como en varios capítulos de los tomos del MUNDO FÍSICO ya publicados, hemos estudiado muchas de las propiedades físicas del aire, y pronto vamos á completarlas. Lo que ahora nos toca definir es su composicion química, que no se conoció enteramente hasta fines del siglo pasado.

Un volúmen dado de aire atmosférico, es decir, de aire tomado en un punto cualquiera sobre la superficie del suelo, contiene dos cla-

ses de elementos; el uno, constante y permanente, consiste en una mezcla de dos gases, el oxígeno y el nitrógeno; el otro, variable con el tiempo y con los lugares, comprende el vapor de agua, el gas ácido carbónico, otros varios compuestos químicos, y polvillos ó gérmenes de variadísima naturaleza de los que más adelante trataremos.

Merced á los numerosos análisis practicados por los químicos desde Priestley y Lavoisier, se ha averiguado la proporcion del oxígeno y del nitrógeno que entran en un volúmen dado de aire. De los experimentos de Cavendish, Davy, Fourcroy, Berthollet, Gay-Lussac, Boussingault, Dumas, Regnault, etc., resulta que esta proporcion es, en volúmen, la de los números 1 y 4 á muy corta diferencia. En un metro cúbico ó 1000 litros de aire, hay 792 litros de nitrógeno mezclados con 208 de oxígeno. Estos mismos números no representan la proporcion en peso de entrambos gases, por ser el oxígeno un poco más denso que el nitrógeno: un kilógramo de aire contiene 231 gramos del primero y 769 del segundo.

Los primeros análisis de Lavoisier daban las cifras 270 y 730 como proporcion de los dos gases; pero el ilustre químico no deja de advertir, al describir su experimento, que en el resultado hay varias causas de incertidumbre. Este experimento memorable tiene una importancia histórica demasiado grande para que omitamos aquí su descripcion.

La figura 14 representa el aparato de que se sirvió Lavoisier. Estuvo éste calentando mercurio por espacio de doce dias consecutivos en una retorta A cuyo cuello curvo penetraba debajo de una campana C colocada en un baño de mercurio. Antes de dar principio á la operacion, Lavoisier habia hecho el vacío en la campana por aspiracion, y marcado con una rayita el nivel á que se detuvo el líquido. Al segundo dia empezaron á aparecer en la superficie del mercurio algunas pequeñas partículas encarnadas (de óxido de mercurio), que durante los cuatro ó cinco dias siguientes aumentaron en número y en volúmen; luégo cesaron de crecer, permaneciendo absolutamente en el mismo estado todo el tiempo que duró el experimento. Lavoisier vió que el volúmen del aire contenido en la retorta y en la parte vacía de la campana, que ántes de la operacion era de 50 pulgadas cúbicas, á 28 pulgadas de presion y á 10° (Réaumur) de temperatura, no era al fin del experimento más que de 42 á 43 pulgadas, es decir, habia disminuido en un sexto próximamente. Recogió las partículas encarnadas separadas del mercurio, pesólas y vió que su peso llegaba á 45 granos.

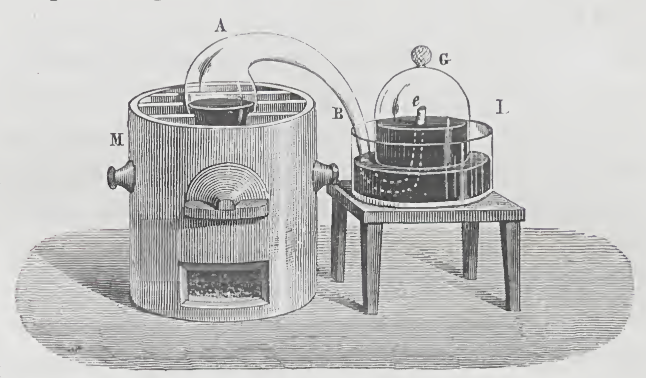


Fig. 14.—Aparato de Lavoisier para analizar la composicion química del aire

«El aire que quedaba despues de esta operacion, dice, y que habia quedado reducido á los cinco sextos de su volúmen por la calcinacion del mercurio, no era ya á propósito para la respiracion ni para la combustion; porque los animales que introduje en él perecieron á los pocos momentos, y las luces se apagaban al punto, como si las hubiese sumergido en agua.» Este gas era el nitrógeno ó ázoe.

Véase ahora cómo Lavoisier reconoció el oxígeno:

«Luégo tomé los 45 granos de materia encarnada que se habia formado durante la operacion, los metí en una pequeña retorta de vidrio á la que estaba adaptado un aparato propio para recibir los productos líquidos y aeriformes que pudieran separarse, y habiendo encendido fuego en el hornillo, observé que á medida que la materia roja se calentaba, su color aumentaba en intensidad. Cuando la retorta estuvo próxima á la incandescencia, dicha materia empezó á perder poco á poco su volúmen, y en algunos minutos desapareció enteramente. Al mismo tiempo se condensaron en el pequeño recipiente 41 $^{1}/_{2}$ granos de mercurio vivo y pasaron á la campana de 7 á 8 pulgadas cúbicas de un flúido elástico mucho más á propósito que el aire de la atmósfera para entretener la combustion y la respiracion de los animales. Habiendo hecho pasar una porcion de este aire á un tubo de vidrio de una pulgada de

diámetro é introducido en él una bujía, difundió una claridad deslumbradora; el carbon, en vez de consumirse lentamente como en el estado ordinario, ardia allí con llama y decrepitacion, á la manera del fósforo, y con una vivacidad de luz tal, que los ojos apénas podian soportarla.»

Más adelante añade:

«El aire de la atmósfera está pues compuesto de dos flúidos elásticos de naturaleza diferente y por decirlo así, opuesta. Una prueba de esta importante verdad es que combinando de nuevo los dos flúidos elásticos que se han obtenido separadamente, es decir las 42 pulgadas cúbicas de mofeta ó aire no respirable, y las 8 de aire respirable, se forma otra vez uno semejante al de la atmósfera, á propósito casi en el mismo grado para la combustion, la calcinacion de los metales y la respiracion de los animales.»

Despues de este descubrimiento capital, cuya gloria comparte el gran químico con Priestley y Scheele, en lo que respecta al oxígeno, eligió para los dos gases los nombres de *oxígeno* y *ázoe*, conocidos hoy universalmente.

Desde entónces acá se han empleado varios métodos para la determinacion exacta de las proporciones, en volúmen ó en peso, que existen entre el ázoe y el oxígeno del aire atmosférico. Las cifras que el mismo Lavoisier tenia por inexactas han sido modificadas y reducidas á las que más arriba hemos dado. El udiómetro, cuyo uso para hacer la síntesis del agua hemos explicado ya, lo emplearon tambien Gay-Lussac y Humboldt para el análisis voltamétrico del aire, análisis que se hace asimismo sencillamente mediante ciertos cuerpos muy ávidos de oxígeno, como el ácido pirogálico y el fósforo. Una vasija con mercurio, una probeta graduada, y un fragmento de fósforo es cuanto se necesita para esta última operacion, que si no da un resultado de exactitud recomendable, tiene á lo ménos el mérito de ser pronta y fácil. El método adoptado por Dumas y Boussingault (1), obvia las dificultades

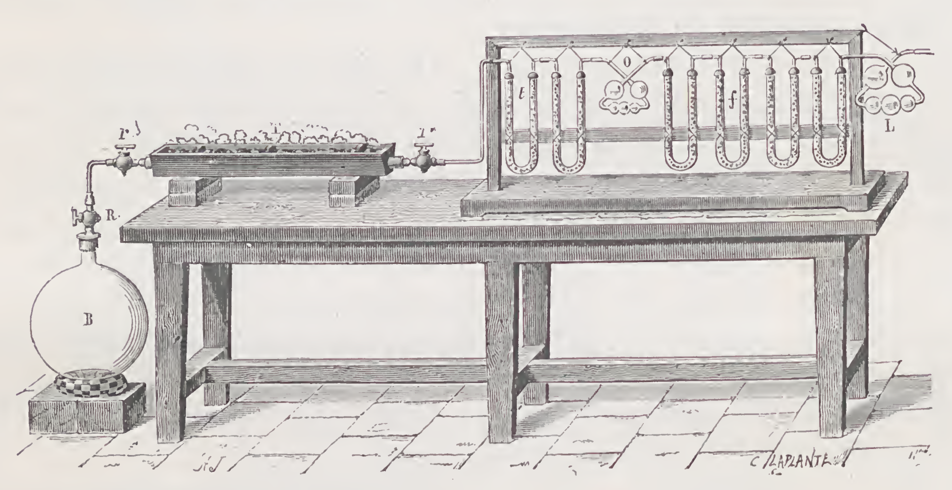


Fig. 16.—Análisis del aire por el método de Dumas y Boussingault

(1) Hé aquí, segun la *Química general* de Schutzenberger, la descripcion de estos dos métodos de análisis:

«Pónese en presencia del fósforo en frio un volúmen dado de aire á temperatura y presion conocidas. Cuando cesa la disminucion del volúmen se mide de nuevo el gas anotando la temperatura y la presion. Refiriendo, en virtud del cálculo, los dos volúmenes de aire á cero y á 760 milímetros de presion, y restando el segundo del primero, se tiene el volúmen de oxígeno: el segundo número representa el de nitrógeno. Hácese la absorcion por el fósforo en frio introduciendo una bola húmeda de este cuerpo, fijo á la punta de un alambre, en un tubo graduado que contenga el aire confinado sobre el mercurio (figura 15). Déjanse pasar doce horas y se saca la bola de fósforo para medir el resíduo.

»Los señores Dumas y Boussingault, han determinado la composicion del aire por el método de las pesadas y por medio del aparato representado en la fig. 16. Una gran redoma B cerrada con una arma-

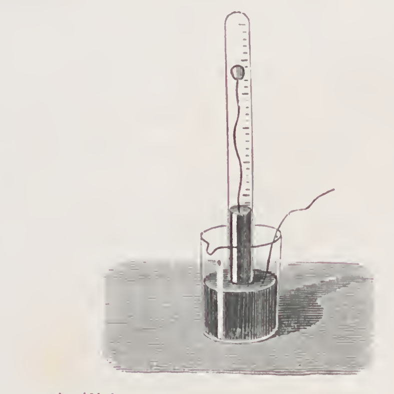


Fig. 15.—Análisis del aire por la combustion lenta del fósforo

dura metálica provista de una llave R se pone en relacion con un tubo lleno de cobre metálico reducido por el hidrógeno y armado de llaves *r r'*, que permiten hacer tambien en él el vacío. Se ha averiguado de antemano el peso de este tubo. Cuando se ha calentado el cobre

inherentes á la evaluacion incierta y delicada de los volúmenes: sólo se requiere hacer pesadas.

¿Tiene el aire en todas partes la misma composicion en oxígeno y en nitrógeno? ¿No cambia la proporcion de ambos gases cuando el aire analizado, en lugar de haber sido recogido cerca del suelo en las llanuras, lo ha sido en las cumbres de las montañas, ó desde un globo, en las más altas regiones aéreas á las que han podido llegar los aeronautas? ¿No cambia con la latitud ó mejor aún con los climas? Finalmente, ¿subsiste constante con el tiempo en un mismo lugar? Todas estas cuestiones, que se les ocurrian naturalmente á los físicos, han sido objeto de numerosas experiencias.

El nitrógeno y el oxígeno no forman en la atmósfera más que una simple mezcla, y no una verdadera combinacion química; por consiguiente, les son aplicables las leyes de las mezclas de los gases y de su difusion. Así pues, deben considerarse sus atmósferas propias como independientes, resultando de aquí que la disminucion de la densidad con la altura no debe variar del mismo modo con respecto al nitrógeno que por lo que hace al oxígeno, y que á mayor elevacion, la proporcion del primero debe ser tambien algo mayor. Tal es la opinion de Dalton. Sin embargo, Gay-Lussac recogió aire á 7,000 metros de altura cuando su célebre ascension aerostática, y al analizarlo no advirtió diferencia alguna entre la composicion de la atmósfera de aquellas elevadas regiones y la que se recogia al mismo tiempo en Paris al nivel del suelo. Boussingault, durante sus viajes á los Andes, hizo muchos análisis del aire tomado á diferentes altitudes y sacó en consecuencia lo mismo.

al rojo de una parrilla, se abre la llave *r'* de la parte de entrada, y entónces el aire se precipita en el tubo, cediendo en seguida su oxígeno al metal. A los pocos minutos se abre la llave *r* así como la R, y el gas nitrógeno pasa á la redoma vacía. Las llaves quedan abiertas, el aire afluye, y conforme va pasando al tubo abandona su oxígeno, de suerte que lo que recibe la redoma es nitrógeno puro. Cuando está llena, se cierran todas las llaves. En seguida se pesan por separado la redoma y el tubo con el nitrógeno, y luégo se los vuelve á pesar despues de hacer en ellos el vacio. La diferencia entre estas pesadas da el peso del nitrógeno. El del oxígeno lo da el exceso de peso que durante el experimento ha adquirido el tubo que contiene el cobre. El aire que penetra en el tubo y en el globo se purga préviamente de su ácido carbónico y de su vapor de agua, pasando por el tubo y los aparatos L, *f*, O, *t* llenos de potasa líquida muy concentrada ó provistos de ácido sulfúrico concentrado y puro. En estos experimentos no se han tenido en cuenta los vestigios de hidrógeno carbonado que hay en la atmósfera.»

Por último, los experimentos análogos hechos por Martins y Bravais en el Faulhorn, por Marignac en Ginebra, por Stas en Bruselas, por Bruner en Berna y por Levy en Copenhague, confirmaron la constancia de la composicion del aire atmosférico, cualesquiera que sean los lugares y la altitud. Las diferencias notadas son de muy escasa monta para que pueda ponerse en duda este resultado general, dimanado seguramente de la facilidad con que ocurre la mezcla de las capas de aire por efecto de las corrientes que surcan continuamente la atmosférica. Si fuese posible elevarse á la suficiente altitud para penetrar en regiones absolutamente tranquilas, es probable que se pudiera notar la mayor proporcion que Dalton indicó relativamente al nitrógeno.

Con todo, se ha advertido una diferencia sensible entre el aire recogido por cima del suelo y el que se halla en contacto con el agua del mar. M. Levy, físico dinamarqués, ha sido quien ha hecho esta observacion. Durante una travesía del Havre á Copenhague, recogió cierta cantidad de aire tan cerca como le fué posible de la superficie del mar; comparó su composicion con la del aire tomado en Copenhague y en la costa sobre el nivel y con el viento del mar, y halló las siguientes proporciones de oxígeno:

Oxígeno del aire en Copenhague.	229,98 p. 1000 (en peso)	
— junto á Kromborg.	230,16	—
— en el mar.	224,73	—

Vese, pues, que la capa de aire en contacto con el agua del Océano, contiene una proporcion de oxígeno notablemente menor. La explicacion de este hecho es sencillísima.

Sábese que el aire se disuelve en el agua, y que un litro de este líquido puede contener por tal causa hasta 30 ó 35 centímetros cúbicos de dicha mezcla gaseosa. Pero la solubilidad del oxígeno, es mayor, á igualdad de temperatura, que la del nitrógeno; el aire extraido del agua contiene 32 ó 33 volúmenes por 100 del primer gas y tan sólo 68 ó 67 del segundo. La capa de aire que se halla en contacto con la superficie del agua del mar suministra por consiguiente á esta más oxígeno que nitrógeno, y del análisis debe resultar una proporcion de este último gas mucho mayor que la del aire ordinario, segun lo han demostrado los experimentos de M. Levy.

Algunos años despues de las observaciones que acabamos de mencionar, V. Regnault indicó un método muy sencillo para analizar pequeños volúmenes de gas con el eudiómetro; hizo preparar una serie de tubos convenientemente dispuestos, para recoger aire atmosférico en un gran número de puntos repartidos al efecto en la superficie del globo (1). Analizadas las muestras enviadas al laboratorio del ilustre físico del Colegio de Francia, dieron una composicion casi idéntica, ó por lo ménos variaciones insignificantes (de 209 á 210 de oxígeno en volúmen). Sin embargo, en ciertos casos y especialmente en los países cálidos, esta proporcion de oxígeno bajó á 203 (224,69 en peso), es decir, inferior á la que M. Levy habia encontrado á la superficie del mar.

En resúmen, se puede tener por constante la composicion en oxígeno y en nitrógeno del aire atmosférico, al ménos en la época actual. No parece posible decidir si esta composicion era distinta en los períodos geológicos anteriores, como tampoco será dable averiguar hasta que hayan pasado muchos siglos si debe cambiar más adelante, si la relacion entre ambos gases llega á ser notablemente diferente de 792 á 208 en volúmen y de 769 á 231 en peso. Otra consecuencia importante de las múltiples investigaciones de los físicos y químicos sobre tan interesante punto de física terrestre es que, segun hemos dicho anteriormente, el aire atmosférico no es una combinacion definida, sino una simple mezcla, de suerte que cada uno de los gases que la forman ejerce su accion como si estuviese aislado, en razon de sus afinidades propias, y no «como si hubiese entrado ya en los vínculos de una combinacion que le diera propiedades diferentes de las que se notan en el oxígeno y en el ázoe ó nitrógeno cuando se los estudia separadamente y en estado de pureza absoluta.»

V

CONSTITUCION QUÍMICA DEL AIRE ATMOSFÉRICO: GAS ÁCIDO CARBÓNICO

Tenemos, pues, que el oxígeno y el nitrógeno forman la parte permanente de la atmósfera, de suerte que para los físicos y químicos, el aire es una mezcla de ambos gases en las proporciones que la observacion demuestra. Hay sin embargo en él otras sustancias gaseosas casi constantemente asociadas, algunas de las cuales desempeñan un papel importante, ya por

(1) Moitessier describe en los siguientes términos, en su interesante monografía *El Aire*, el método indicado por Regnault para recoger y conservar el aire atmosférico:

«El recipiente es un simple tubo de cristal aguzado en sus dos extremos. Para evitar que estas puntas frágiles se rompan durante el trasporte, las cubre con dos pequeñas campanas sujetas por encima con mástic, como lo indica la figura 18. Cada tubo, así preparado, iba metido en un estuche de carton. Para recoger aire, se ablanda el mástic, se quitan las campanas, y por medio de un tubo de goma (fig. 17),

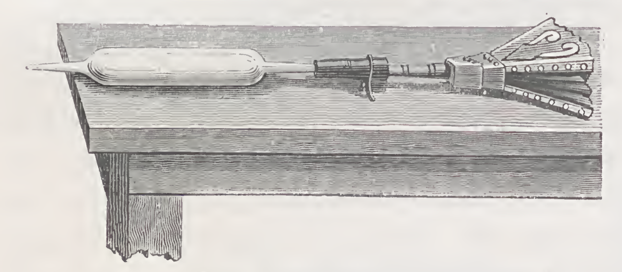


Fig. 17.—Tubos de Regnault: introduccion de aire

se pone una de las puntas del tubo en comunicacion con un fuelle comun con el que se sopla por espacio de tres ó cuatro minutos. De esta suerte queda renovado el aire que contenia ántes el tubo, reemplazándolo el que en aquel momento existe en la localidad.

»Hecho esto, hay que cerrar el tubo herméticamente, lo cual se consigue sin dificultad calentando primero una de las puntas á la llama de una lámpara de alcohol (fig. 18); y cuando se ha reblandecido el

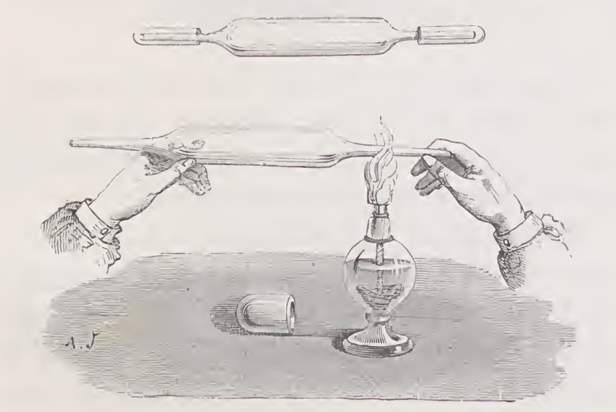


Fig. 18.—Modo de cerrar los tubos de Regnault despues de llenos

vidrio, se tira poco á poco de la punta para desprenderla del tubo, que de este modo queda cerrado por un lado, y en seguida basta repetir la misma operacion por el otro extremo. Finalmente, se vuelve á dar de mástic las dos pequeñas campanas para preservar las puntas cerradas.

»Envióse gran número de colecciones, compuestas de treinta tubos análogos, á varios físicos habitantes en diferentes centros científicos; otros se enviaron á los principales consulados de Francia, y por fin se entregaron otros á oficiales de la marina real que debian mandar puertos en remotos países.»

Gracias á los centenares de análisis que se pudieron hacer con estas muestras, cuando se devolvieron al Colegio de Francia se pudo hacer la comparacion del aire tomado en gran número de puntos de la superficie del globo con el recogido en Paris. La ventaja de este sistema consiste sobre todo en las circunstancias en que se pudieron hacer los análisis en cuestion, por ser idéntico el aparato y el método. En cada localidad de ambos hemisferios se habia recogido el aire los dias 1.° y 15 de cada mes, al medio dia, tiempo medio del lugar.

lo que respecta á los fenómenos meteorológicos, ó bien en lo que se refiere á la existencia de los séres vivientes.

El vapor de agua y el ácido carbónico son las más importantes de dichas sustancias, entre las cuales figura tambien el amoniaco, los ácidos nítrico y nitroso, el ozono y una multitud de corpúsculos que flotan en cantidades sumamente variables en las capas atmosféricas.

Aquí sólo diremos dos palabras del vapor de agua, porque su presencia en el aire, sus variaciones en tension y en cantidad, los fenómenos meteorológicos en que interviene como elemento predominante, requerirán un estudio especial, profundo, que será objeto de muchos de los capítulos de este tomo. Las nieblas, las nubes, las lluvias, la nieve, el rocío, son otros tantos productos de la condensacion del vapor de agua del aire, ya en el aire mismo ó bien en la superficie del suelo; en cuanto á la existencia de este vapor, es una consecuencia inmediata y forzosa de la existencia de la inmensa capa líquida que cubre las tres cuartas partes de la superficie de nuestro globo. Sin el vapor de agua, sin la especie de destilacion continua que resulta de la accion de los rayos solares sobre el agua de los mares y sobre la que impregna el suelo de los continentes á consecuencia de las lluvias, no habria en nuestro globo fuentes, arroyos, riachuelos ni rios, y por consiguiente tampoco vegetales ni animales ni cuanto necesita agua para vivir. La Tierra seria un desierto.

Ménos importante para los fenómenos meteorológicos propiamente dichos, el gas ácido carbónico, cuya presencia en la atmósfera se ha observado en todos los lugares y á todas las altitudes y latitudes, ejerce un cometido tan interesante como el vapor de agua con respecto á los séres organizados. Si no se puede considerar este gas, por el mismo concepto que el oxígeno y el nitrógeno, como elemento constitutivo del aire, á lo ménos cuantos experimentos se han hecho para averiguar su presencia y dosificar sus proporciones, han demostrado que jamás faltaba en la atmósfera y que la cantidad que de él contiene un volúmen dado de aire atmosférico varia entre límites bastante reducidos.

Fácilmente se demuestra la presencia del ácido carbónico en el aire que respiramos. Basta para ello abandonar á sí misma una solucion límpida de agua de cal en un vaso abierto de ancha superficie: vese entónces cómo se cubre el líquido de una tenue película blanquecina,

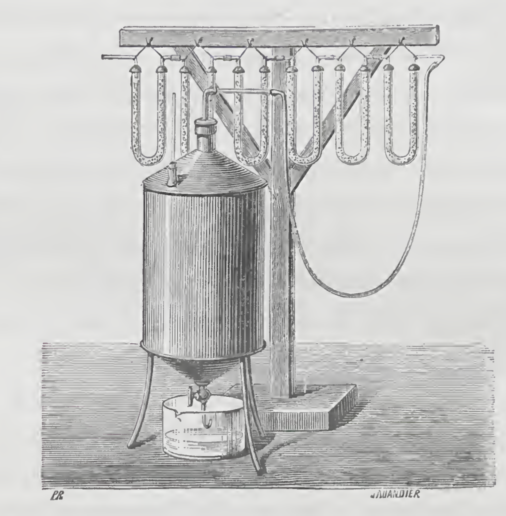


Fig. 19.—Aparato para dosificar el ácido carbónico del aire

que adquiere tintas irisadas á la luz del dia (fenómeno de los anillos colorados en las láminas tenues): la materia que forma esta película no es otra cosa sino el resultado de la combinacion del ácido carbónico con la cal, llamada por otro nombre carbonato de cal, cuyas propiedades tiene. Black hizo por primera vez este experimento.

El estudio de las propiedades del ácido carbónico es de incumbencia de la química. Por consiguiente aquí nos limitaremos á recordar que es, lo propio que el nitrógeno, un gas impropio para la combustion y para la respiracion, y que si no fuese muy exigua la proporcion que de él contiene el aire, conforme vamos á ver, produciria muy pronto la asfixia de todo sér animado. Su densidad á la presion normal excede vez y media (1,529) la del aire, de suerte que se le puede trasvasar, por decirlo así, como un líquido. Su solubilidad en el agua es grande; á la temperatura ordinaria, el agua disuelve su propio volúmen de gas ácido carbónico: además esta solubilidad crece con la presion. Todo el mundo conoce las aguas gaseosas de Seltz, Spa, Saint Galmier, ó por lo ménos las aguas artificiales que se fabrican con los mismos nombres, comprimiendo el gas con bombas y aparatos especiales. Apénas se disminuye la presion, ya sea destapando la botella que contiene una de

dichas aguas, ó bien apretando una palanca que al bajar hace que comunique el interior de la botella con la atmósfera, se observa un desprendimiento tumultuoso del gas, que sube á la superficie en forma de numerosas burbujillas.

La dosificacion del ácido carbónico del aire ha sido (1) objeto de muchos experimentos efectuados en la primera mitad de este siglo por ilustrados físicos de todos los países, entre los cuales nos bastará mencionar á de Saussure y Boussingault. En estos últimos tiempos han vuelto á ocuparse del mismo asunto Schlœsing, Reiset, Alberto Levy, Muntz y Aubin.

Segun los resultados de los análisis, parece que la proporcion de ácido carbónico contenido en el aire varia entre límites bastante dilatados; pero de todos modos es muy corta, por cuanto está representada por un escaso número de diezmilésimas. Segun de Saussure (1816), su promedio es 4,15, es decir, que en 10,000 litros ó 10 metros cúbicos de aire, habia poco más de 4 litros de gas. El célebre físico dedujo 5,74 como máximum y 3,15 como mínimum. Las indagaciones de Boussingault (1840 y 1841) han dado por resultado menores diferencias, entre 3,5 y 4,3 diezmilésimas, acercándose el promedio á 4 diezmilésimas. Los dos sabios convenian en admitir que el ácido carbónico está en proporcion algo mayor de noche que de dia. Los análisis de Reiset han confirmado recientemente este resultado, pero la diferencia es insignificante, puesto que en 100 metros cúbicos de aire ha encontrado 28,81 litros de dia y 30,84 de noche; 1,93 litros, es decir, ménos de 2 cienmilésimas, constituyen toda la diferencia en cuestion.

Alberto Levy ha hecho por espacio de siete años dosificaciones diarias de aire atmosférico, en el observatorio de Montsouris, y ha visto que el promedio de ácido carbónico es de 3 diezmilésimas (2,97) á corta diferencia: el máximum ha llegado á 3,6 y el mínimum á 2,2. Este último resultado merece confirmacion, ó más bien explicacion, como el mismo observador lo reconoce. Risler ha observado un promedio de 3,035, cerca de Noyon, á 420 metros de altitud, de agosto de 1872 á julio de 1873.

Las comisiones científicas enviadas por Francia á varias estaciones del Nuevo Mundo, han dosificado el ácido carbónico del aire en puntos muy distantes entre sí. Muntz y Aubin, encargados de la direccion de los experimentos, expresan sus resultados en los siguientes términos:

«Las proporciones de ácido carbónico contenidas en el aire de estas remotas estaciones no difieren mucho de las observadas en nuestro clima; en sus variaciones, que no son de importancia, influyen el estado del cielo y la velocidad del viento, que exageran ó atenúan las influencias locales. Las cantidades deducidas son á veces algo inferiores á las obtenidas en Francia y Alemania; pero las maxima no exceden de las nuestras. El promedio general es de 2,78, por consiguiente, algo menor que el hallado por Reiset en el Norte de Francia (2,962), y al que yo mismo he observado en el llano de Vincennes (2,84) y en la cumbre del pico del Mediodía (2,86). Parece pues que el promedio máximo debe ser algo menor del que deberia consignarse como resultado de las observaciones hechas en Europa. El promedio de las que se hicieron de noche es más elevado que el general, y en todos los puntos mayor que el de las diurnas, como se ve por el siguiente cuadro:

	Promedio de observaciones	
	diurnas	nocturnas
Haiti.	2,704	2,920
Florida.	2,897	2,947
Martinica.	2,733	2,850
México.	2,665	2,860
Santa Cruz (Patagonia)..	2,664	2,670
Chubut (Patagonia).. .	2,790	3,120
Chile.	2,665	2,820

En resúmen, vese que si la proporcion de ácido carbónico que existe en la atmósfera varia bastante (la mayor diferencia parece ser de 2,5

(1) Casi todos los métodos de dosificacion consisten en hacer pasar un volúmen dado de aire por una serie de tubos, varios de los cuales, llenos de piedra pómez empapada en ácido sulfúrico, retienen el vapor de agua contenido en el aire, estando los otros llenos de piedra pómez humedecida con una disolucion de potasa. Esta disolucion fija el ácido carbónico, y mediante una pesada hecha ántes y despues del experimento, se puede calcular el peso de gas ácido carbónico absorbido.

La figura 19 representa el aparato que sirve para hacer esta dosificacion. El gran cilindro de fondo cónico se llena enteramente de agua y el aire llega á su parte superior por un tubo de goma que comunica con los tubos de que acabamos de hablar. Hace las veces de aspirador, el aire se introduce por él á medida que el agua sale por la llave inferior, y cuando el cilindro queda vacío, se conoce el volúmen de aire que se ha empleado en el análisis.

á 3,6), el promedio general apénas difiere de 3 diezmilésimas. Antes se admitian cifras muy diferentes: 4 diezmilésimas por el promedio general, y de 3 á 6 diezmilésimas por las proporciones extremas. Réstanos dar cuenta de las variaciones observadas, para lo cual es preciso decir cuáles son los orígenes ó las causas productoras de este gas, y las accidentales ó temporales de su disminucion en un punto determinado del globo.

Sábese que los animales hacen al respirar un consumo continuo de oxígeno que les suministra profusamente el aire en que viven, miéntras que, por el contrario, exhalan vapor de agua y ácido carbónico; por otra parte, los vegetales descomponen, á causa de la influencia de la luz, el ácido carbónico del aire, fijan el carbono, y exhalan oxígeno; si bien es verdad que las plantas hacen de noche lo propio que los animales, esto es, desprenden ácido carbónico. De todos modos, los séres vivientes bastarian para explicar la presencia de este gas en el aire y la constancia aproximada de sus proporciones, si en efecto hay compensacion en ellas. Pero ¿se compensan tambien exactamente los dos fenómenos inversos? Cuestion es esta que se ha planteado con frecuencia y cuya solucion parece tanto más difícil, cuanto que no faltan otras causas importantes de la produccion del ácido carbónico.

Una de las más poderosas es sin disputa la de las erupciones volcánicas. Há mucho tiempo ya que Boussingault demostró que los terrenos volcánicos desprenden continuamente enormes cantidades de ácido carbónico por sus grietas y bocas de erupcion (1). Se ha calculado que solamente el Cotopaxi exhala diez veces más que la poblacion entera de Paris (2). Pues bien, hoy se conocen en las diversas regiones del globo exploradas más de trescientos volcanes en actividad, siendo probable que este número sea en realidad mucho mayor. A tan importante foco, hay que agregar los innumerables focos de combustion en todos los lugares habitados.

Parece pues que la cantidad de ácido carbónico contenida en la atmósfera deberia aumentar constantemente, á ménos que el cambio continuo entre los séres organizados, animales y vegetales, produzca una pérdida que resulte así constantemente reparada. Mas hay que añadir que la solubilidad de este gas en el agua es tal que, por las lluvias y las nieblas, se condensa una gran cantidad de él que vuelve al suelo, donde recoge la cal necesaria para la formacion de los carbonatos, que las corrientes arrastran por fin hasta el Océano. Así tambien el agua de los mares debe disolver proporciones considerables, resultando así entre la atmósfera y el suelo una serie de cambios que, segun M. Dumas, tiene una importancia mucho mayor que las acciones fisiológicas.

Vese pues que son múltiples las causas de la produccion del ácido carbónico del aire. Además, los manantiales de esta produccion están repartidos con desigualdad por la superficie de la Tierra. En los continentes son más ó ménos abundantes segun que la poblacion humana ó animal de las regiones es más ó ménos densa, que su vegetacion es más ó ménos activa y que están más ó ménos próximas al Océano, y vecinas ó no á los terrenos volcánicos y á sus focos de erupcion. Por consiguiente son muy naturales las diferencias que los análisis de los químicos han hecho patentes, segun las épocas y segun los lugares en que los han efectuado. Lo que se podria extrañar, conforme lo ha hecho notar M. Dumas con mucha razon, es que estas diferencias no fuesen mayores. Gay-Lussac dió hace mucho tiempo la razon de la uniformidad relativa de la difusion del ácido carbónico en el seno de la atmósfera.

«Es muy razonable decir que el aire está siempre en movimiento, ya en sentido horizontal ó ya en el vertical, y que un mismo punto está alternativamente oreado, en espacios de tiempo poco considerables, por el aire de los polos y por el de los trópicos. Es preciso que el viento sea muy flojo para que no recorra más que seis leguas por hora, y sin embargo, en esta suposicion tan sólo necesitaria quince

(1) Los volcanes en erupcion desprenden otras muchas sustancias gaseosas. Pero, segun observa Fuchs, el desprendimiento de ácido carbónico persiste mucho despues de haber desaparecido todos los vestigios de actividad volcánica. (*Volcanes y terremotos*, p. 85.)

(2) Teniendo en cuenta el consumo de combustible, la poblacion en 1840, el número de caballos, y la dósis media de ácido carbónico exhalado por el hombre y por el caballo, Boussingault estimaba, hace más de cuarenta años, en 2.944,641 metros cúbicos el volúmen producido por la ciudad de Paris en veinticuatro horas. En igualdad de proporciones, hoy resultaria un volúmen por lo ménos dos veces y media igual.

horas para recorrer la distancia que media entre Paris y Ginebra y ménos de ocho dias para venir á Francia desde el polo ó el ecuador. Un movimiento tan rápido del aire y las corrientes continuas ascendentes y descendentes bastan para producir una difusion uniforme del ácido carbónico en la atmósfera, aunque las fuentes de este gas sean muy variables en la superficie de la Tierra, y nosotros no creemos que jamás se haya concebido esto de otro modo.»

Los compuestos químicos gaseosos que se encuentran además en el aire atmosférico son el amoniaco (en estado de carbonato y de nitrato), el hidrógeno carbonado, el ozono ú oxígeno electrizado, sales de sosa y de cal, los ácidos nitroso y nítrico, y por fin algun iodo. Mas aunque algunos de ellos, y en especial el amoniaco, parecen desempeñar un papel importante en la vegetacion, sus dósis son tan escasas, que para descubrirlos y medirlos se necesita emplear enormes volúmenes de aire. Schlœsing ha encontrado, segun la temperatura, de 1 á 6 centésimas de milígramo de amoniaco por metro cúbico de aire. Otros físicos han encontrado cantidades que variaban entre 0,17 y 5,02 milígramos, por lo cual se ve cuán variables son estas proporciones. Habiendo dosificado M. Truchot, por espacio de tres dias consecutivos, el amoniaco del aire en Clermont-Ferrand, en la cumbre del Puy de Dome y en la del pico de Sancy, es decir, á altitudes de 395, 1446 y 1884 metros, ha obtenido 1,12, 3,18 y 5,55 milígramos, de lo cual deduce que la proporcion aumenta con la altura. Las cantidades de amoniaco aumentan tambien en los tiempos lluviosos ó brumosos, como sucede con el ácido carbónico, lo cual justifica el refran popular: *Las nieblas que duran abonan la tierra.*

El orígen del amoniaco atmosférico se debe, ora á las emanaciones volcánicas, ora á las descomposiciones pútridas de materia orgánica en la superficie del suelo. Al combinarse el amoniaco del aire con el ácido nítrico que tiene su orígen en las descargas eléctricas durante las tormentas (1), da nitrato de amoniaco, que es una de las formas en que se encuentra este compuesto en la atmósfera. Como el ácido nítrico no se halla solamente en las lluvias de tormenta, sino en todas las estaciones, segun resulta de los estudios de M. Barral, se ha deducido de esto con razon que las descargas de la electricidad atmosférica no son las únicas causas de la formacion de este compuesto, lo cual ha inducido á atribuirla tambien en gran parte á la accion del ozono.

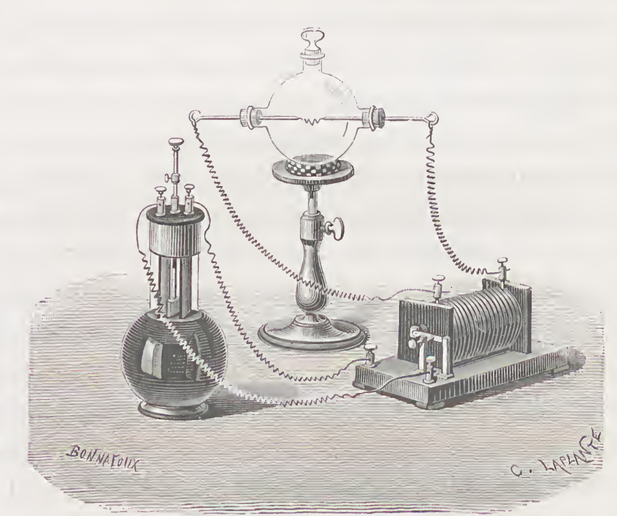


Fig 20.—Produccion del ácido carbónico por efecto de la electricidad

Y en efecto, el ozono, esa modificacion singular, ó segun la expresion admitida, esa forma alotrópica del oxígeno, descubierta hace cuarenta años por Schœnbein (2), y estudiada despues bajo el punto de vista químico lo mismo que bajo el meteorológico, existe casi en todo tiempo en la atmósfera. Su proporcion es muy exigua y tambien muy variable; en peso, es á lo sumo la 450,000.ª parte del aire, y su volúmen esta representado por una fraccion menor aún, por cuanto la densidad del ozono pasa de la mitad de la del oxígeno, y de los dos tercios próximamente de la del aire (1,658). Las propiedades químicas del ozono le hacen enteramente distinto del oxígeno ordinario. Ataca un gran número de cuerpos á una temperatura en

(1) Supónese generalmente que tal es el modo de formacion del ácido nítrico de la atmósfera. Cavendish ha demostrado en un experimento célebre que el oxígeno y el nitrógeno, que no se combinan en las condiciones ordinarias, forman ácido nítrico por efecto de las descargas eléctricas. La figura 20 representa el sencillo aparato que sirve para esta demostracion, con las modificaciones introducidas en el experimento del sabio inglés por Becquerel y Fremy. Un carrete de Ruhmkorff alimentado por una pila de bicromato de potasa da una serie de chispas que estallan dentro de una redoma de vidrio llena de aire; entónces se ve la redoma llena de vapores rutilantes que son los del ácido nítrico procedente de la combinacion del nitrógeno con el oxígeno.

(2) Van Marum habia hablado sesenta y cinco años ántes del olor particular que despedian las descargas eléctricas, atribuyéndolo á la materia de la electricidad. Este olor, que se puede comparar con el del fósforo, es característico del ozono.

que este último gas carece ya de accion; á la temperatura ordinaria oxida el azufre, el fósforo, los ácidos sulfuroso y fosforoso, el arsénico, el iodo, la plata, etc. El ozono oxida con gran prontitud muchas materias orgánicas; comunica un color azul á la tintura de gayaco, destruye las materias colorantes y altera el cautchuc, que se torna quebradizo por efecto de su accion.

La energía de esta actividad química ha dado lugar á sospechar que el ozono desempeña un papel importante en la atmósfera, aunque seguramente no bajo el punto de vista meteorológico propiamente dicho, sino en cuanto se refiere á su influencia en los séres vivientes y más especialmente en el hombre. Segun Schœnbein, siendo el ozono un elemento destructor de los gases mefíticos, de los miasmas de la atmósfera engendrados por la putrefaccion de las materias orgánicas que quema y trasforma en materias inertes, ejerce en la salud general una accion beneficiosa. Schrœder ha reconocido además que no ocurre dicha putrefaccion en el aire ozonizado, habiendo podido conservar así huevos por espacio de cinco semanas sin que sufrieran alteracion alguna, para lo cual le bastó la presencia de una tresmillonésima de ozono en la atmósfera.

Por otra parte, cuando la proporcion del ozono en el aire llega á una dósis excepcional (que, á decir verdad, jamás se observa en la atmósfera), ejerce una accion muy irritante en las mucosas de las vías respiratorias.

Seria pues interesante hacer observaciones continuadas del estado de la atmósfera por tal concepto, dosificar el ozono y comparar la marcha regular ó irregular del fenómeno con la de la salud pública y especialmente con la de las epidemias. Con tal objeto se han empleado varios métodos. Schœnbein ha propuesto medir el ozono atmosférico con un papel almidonado empapado de ioduro de potasio. El ozono descompone el ioduro, y el iodo libre forma con el almidon un hermoso color azul, cuyo tono es tanto más oscuro cuanto mayor la cantidad de ozono atmosférico.

El químico francés Houzeau, que ha estudiado asiduamente estas cuestiones, ha reemplazado el papel ozonométrico de que acabamos de hablar con un papel de tornasol encarnado, la mitad del cual estaba empapado en una solucion neutra y diluida de ioduro de potasio. Al poner el ozono en libertad el iodo de esta parte, produce su coloracion azul, miéntras que la otra mitad continúa encarnada, si no ha experimentado la accion de otros compuestos que existen accidentalmente en el aire, como el ácido nítrico, el cloro, etc. El papel Schœnbein no presenta esta garantía de compulsa.

Para las observaciones meteorológicas se usan, además de los papeles ozonométricos, métodos especiales de dosificacion; por ejemplo, A. Levy se sirve en los experimentos que hace en el observatorio de Montsouris del método que consiste en hacer pasar un volúmen conocido de aire al través de una disolucion normal de arsenito de potasa mezclado con ioduro de potasio puro. El ozono trasforma el arsenito en arseniato, y mediante un licor normal de iodo se valúa en peso la cantidad de arsenito trasformado y por consiguiente la del ozono que ha servido para la trasformacion. Véanse algunos de los resultados obtenidos por estos diferentes métodos:

Bœckel en Estrasburgo y Houzeau en Rouen están acordes en fijar un máximum ozonométrico en los meses de mayo y junio; la cantidad de ozono disminuye marcadamente en verano, mucho en otoño, y reaparece á fines de invierno, haciéndose sobre todo perceptible en el mes de marzo. Berigny, que ha estado muchos años haciendo en Versalles observaciones ozonométricas continuas, ha encontrado tambien un máximum en mayo (1855), con un mínimum en noviembre; pero los nueve años siguientes le han dado un máximum en marzo y el mínimum en noviembre. En Montsouris (1877-1883), la influencia de las estaciones ha parecido poco sensible, habiendo sido los meses de febrero y marzo los que han dado un máximum ozonométrico (1,3) y en diciembre un mínimum (0,6).

Segun Bœckel, el aire contiene más ozono al amanecer, de octubre á junio, sucediendo lo contrario de junio á setiembre. El doctor Berigny ha observado en 1864 un predominio de la mañana sobre la tarde todo el año. La cantidad de ozono, en una misma estacion, parece depender de la direccion de los vientos reinantes, siendo los más favorables para la produccion del ozono los vientos de entre norte y

sudeste por el oeste. Las observaciones de A. Levy en Montsouris le dieron un resultado casi semejante. «Cuando los vientos soplan del noroeste al es-sudeste pasando por el norte, la proporcion de ozono es escasa; en la region sur, por el contrario, los vientos nos llegan cargados de ozono, y en particular los comprendidos entre el sur y el oeste (1).» En concepto de M. Peligot, despréndese de todas las observaciones ozonométricas hechas hasta aquí (1866)

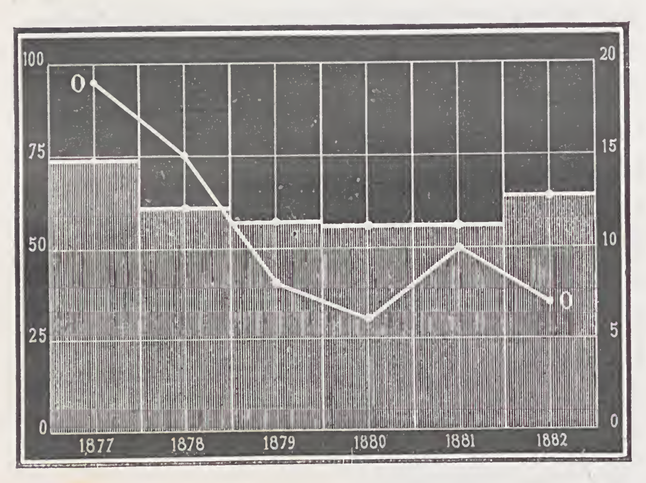


Fig. 21.—Proporcion del ozono de la atmósfera con los vientos reinantes

«que la produccion del ozono es un fenómeno atmosférico más bien que un fenómeno resultante de las acciones que se producen en el seno ó en la superficie de la Tierra.» No es de parecer de que las maxima observadas en primavera ó en verano sean el resultado del desarrollo de la vegetacion en estas épocas del año, y cree más probable que el aire deba á los vientos procedentes del mar este exceso de ozono. «Por efecto de las borrascas, de las tempestades, de los huracanes, de la evaporacion y del trasporte del agua y de las acciones eléctricas que van unidas á estos fenómenos en el seno de los mares, el ozono se desarrolla, y este cuerpo nos llega con los vientos que soplan en nuestras costas.»

Por lo que respecta á la influencia del ozono atmosférico en la salud, la cuestion continúa aún bastante controvertida. El doctor Cook, médico de Bombay, hizo en 1863 y 1864 un trabajo en que demuestra «que existe una conexion evidente entre la carencia ó la disminucion del ozono en el aire y el recrudecimiento del cólera, sucediendo lo propio con la disentería y con las calenturas intermitentes. Cuando el ozono existe en el aire en proporcion relativamente grande, estas enfermedades desaparecen; cuando disminuye, causa nuevas víctimas.»

Segun P. Thenard, es ya tiempo de decir la verdad al público sobre las fábulas difundidas acerca del ozono. «Léjos de ser benigno, dice, es uno de los venenos más enérgicos de cuantos puede haber en nuestros laboratorios. No entraré en detalles sobre su modo de accion fisiológica, únicamente diré que bajo la influencia del ozono, y en dósis sumamente reducidas, M. A. Thenard ha reconocido que los glóbulos de la sangre se contraen rápidamente y hasta cambian de forma y que el pulso disminuye hasta el punto que el de un conejillo de las Indias, que da en estado normal 148 pulsaciones, queda reducido á 30 al cabo de una permanencia de un cuarto de hora, repetida una vez por hora durante cinco consecutivas.» Dicho físico terminaba emitiendo algunas dudas sobre las indicaciones dadas por los papeles ozonométricos, y por consiguiente sobre la existencia misma del ozono en el aire, dudas hoy disipadas desde que la dosificacion se hace por el método de los líquidos dosificados á su vez de antemano.

Terminemos lo que teníamos que decir acerca del ozono, con el extracto siguiente de una nota de Marié-Davy, en la cual insiste este sabio en la utilidad de las observaciones ozonoscópicas, bajo el punto de vista de la Meteorología, único que nos interesa considerar aquí:

«Las observaciones simultáneas hechas en las escuelas normales primarias de Francia han demostrado que, siempre que el centro de un movimiento giratorio pasa por el norte del lugar de la observacion, los papeles se coloran más ó ménos, y que por el contrario continúan casi sin alteracion cuando el centro pasa por el sur, cualquiera que sea la fuerza del viento. Cuando llega una borrasca de alta mar, las brújulas empiezan á agitarse muchos dias ántes de la llegada del temporal. Los papeles ozonoscópicos dan sus indicaciones algo más tarde;

(1) *Anuario del Observatorio de Montsouris para* 1884. Segun las observaciones hechas en Rouen, en 1877, por L. Gully, debe de haber una relacion entre la ozonizacion del aire y los movimientos giratorios de la atmósfera, siendo el fenómeno más marcado en la parte norte del torbellino (para nuestro hemisferio); lo cual explica tambien el predominio del ozono en primavera y en verano.

pero en Francia por lo ménos, valen tanto como las del barómetro. Por esto se comprende que, á pesar de la imperfeccion de los procedimientos de observacion, se hagan observaciones ozonoscópicas en casi todos los observatorios.»

El ilustrado director del Observatorio de Montsouris ha adoptado desde 1876 en este establecimiento la observacion de los papeles ozonoscópicos y la dosificacion en peso del ozono, por el arsénito de potasa, al que ántes hemos hecho referencia.

VI

LOS POLVILLOS INORGÁNICOS DE LA ATMÓSFERA

El aire no contiene solamente las varias sustancias gaseosas que acabamos de enumerar, y cuya presencia se puede descubrir tan sólo mediante un análisis delicado. Tambien hay en ella una multitud de corpúsculos sumamente tenues, que flotan y revolotean sin cesar á toda altura, mantenidos en suspension gracias á la extraordinaria pequeñez de su masa y trasportados por los vientos á distancias enormes. Estos polvillos, á los que se ha dado tambien el nombre de *inmundicias de la atmósfera*, son de naturaleza y orígen sumamente varios, como se verá, y como lo han demostrado las investigaciones ya antiguas de Brandes, de Berzelius, de Liebig y sobre todo de Ehrenberg, y las más recientes de Pierre, Boussingault, Barral, Tyndall, Pasteur, Maddox y Miquel.

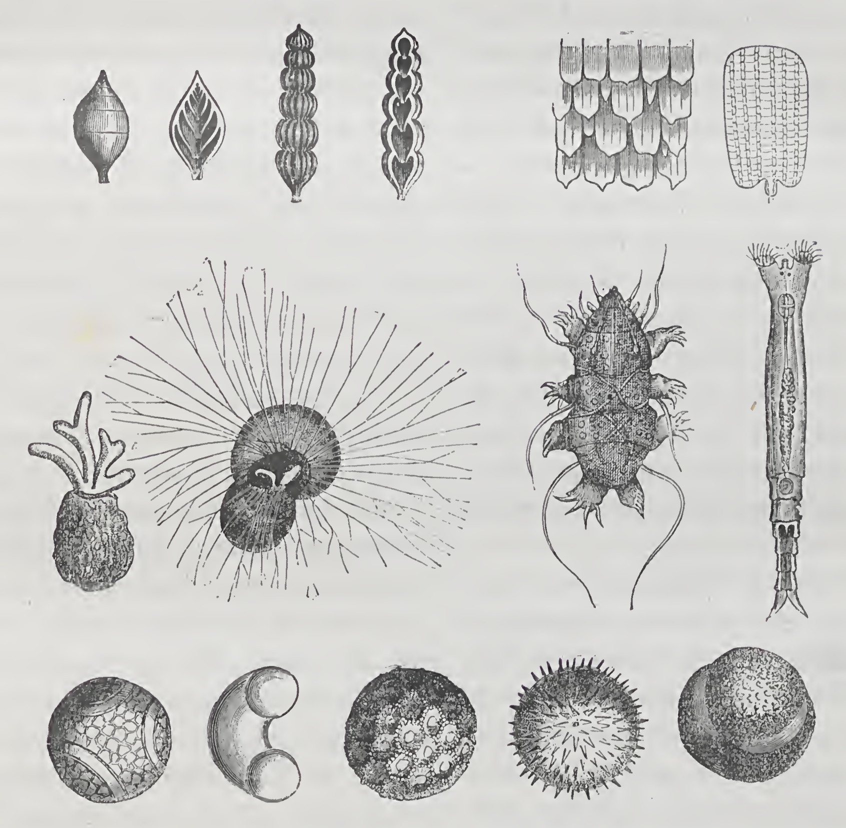


Fig. 22.—Corpúsculos en suspension en la atmósfera

Muchos de estos corpúsculos son en tal manera diminutos que para descubrirlos se necesita apelar á los microscopios de mayor aumento; los más grandes son los únicos visibles á la simple vista, en circunstancias que todos conocemos y en condiciones de fácil realizacion. Examínese lo que pasa en un haz luminoso que se hace penetrar por una rendija en el interior de una cámara oscura, y llamará la atencion la prodigiosa cantidad de átomos luminosos que chispean como otras tantas estrellitas en el fondo oscuro del aire; los más pequeños casi inmóviles si el aire está tranquilo, los mayores cayendo lentamente, y todos poniéndose en movimiento en todos sentidos á la menor agitacion, á la menor corriente de aire que se suscita en el medio en que se los observa. Mucho tiempo ha trascurrido sin que estos corpúsculos llamaran la atencion de los sabios; pero desde que se los estudia se comprende que tienen muchísima

mayor importancia de lo que se podia sospechar; desde el punto de vista puramente científico considerados, han suministrado datos que interesan á la meteorología, á la geología, á la astronomía y á la biología; desde el punto de vista práctico, la higiene y la agricultura sacarán sin duda de ellos enseñanzas de gran utilidad.

Los polvillos de la atmósfera presentan numerosas variedades por lo que á su orígen atañe; pero se los puede dividir en dos clases principales: los que proceden del suelo mismo ó de las aguas, y que son por consiguiente de orígen terrestre, y los extraños á nuestro globo y de orígen cósmico. En cuanto á su naturaleza, pueden clasificarse de dos modos: en polvillos de naturaleza universal ó inorgánica, y en polvillos orgánicos, que en su mayoría son gérmenes vivientes, esporos, bacterias y microbios. Claro está que en el aire que nos rodea deben flotar partículas de todos los objetos que se hallan en nuestras habitaciones y que pertenecen á los tres reinos, y los vientos se las llevan tambien á grandes distancias de los sitios habitados. El ilustrado F. Pouchet, que ha hecho el análisis microscópico del aire recogido en todas las regiones del globo, ha encontrado siempre en él harina de trigo.

«Esta base de nuestra alimentacion, usada en todas partes, dice, está asimismo diseminada por el aire en todas partes. Con auxilio de este flúido penetra en los lugares más recónditos de nuestras viviendas y de nuestros monumentos. La he descubierto en los sitios más inaccesibles y apartados de nuestras vetustas iglesias góticas, mezclada con el polvo ennegrecido por seis ú ocho siglos de antigüedad: la he encontrado en los palacios y en los hipogeos de la Tebaida, en donde quizás databa de la época de los Faraones. En nuestras ciudades, es uno de los más abundantes corpúsculos del aire; al atravesarle, la nieve que cae y el insecto que revolotea lo recogen en gran cantidad. He contado hasta cuarenta y cinco granos de harina en las alas de una mosca.»

En ciertas épocas y en ciertas regiones continentales ó marítimas se observan copiosas lluvias de arena seca y fina, de polvillos rojizos sumamente tenues; á veces acontece que estos polvillos de color están mezclados con el agua meteórica, con la lluvia, la nieve, el granizo, lo cual ha dado lugar, en tiempos de credulidad y superstición, á la leyenda de las lluvias de sangre. Más adelante nos ocuparemos con algunos detalles de estos fenómenos singulares, de los que tratamos aquí únicamente para explicar la presencia en la atmósfera de los corpúsculos que en ella se encuentran. Hoy se sabe que estos proceden, ya de los desiertos del interior de Africa, de donde los barren los huracanes ó los torbellinos atmosféricos, ó ya del barro seco de las orillas del Amazonas y del Orinoco. Además, algunos de estos polvillos los constituyen millones de infusorios, como lo ha mostrado Ehrenberg, y son por consiguiente de orígen orgánico.

Tampoco son ajenas las erupciones volcánicas á la diseminacion de partículas sólidas. Los volcanes en actividad despiden con frecuencia á gran altura, además de los gases y vapores cuya fuerza elástica es la causante de la erupcion, cenizas reducidas á polvo impalpable, que las corrientes de aire de las altas regiones arrastran en seguida á enormes distancias del foco que las ha producido. Estas partículas de materia, infinitesimales por decirlo así, permanecen largo tiempo en suspension en la atmósfera, en la cual dan lugar, segun se sospecha, á ciertos fenómenos hasta aquí no explicados, tales como las nieblas secas observadas en ciertas épocas, ó los arreboles crepusculares que hemos visto este año por espacio de meses enteros. Durante las formidables erupciones que han trastornado la isla de Java y las orillas del estrecho de la Sonda han sido lanzados polvillos ó cenizas á prodigiosas alturas en la atmósfera. Reflejando estas partículas la luz del Sol, mucho ántes de su orto y despues de su ocaso, han debido ser causa de las iluminaciones anormales y de las coloraciones singulares que se han observado en gran parte de la superficie del globo.

Otras partículas sólidas, de orígen mineral, tienen al parecer distinto orígen. Merced al análisis de las aguas pluviales se ha descubierto que el aire contiene cloruros de sodio (1) y de magnesio, sulfatos de sosa y de magnesia, y

(1) En el tomo II de EL MUNDO FÍSICO hemos visto que el análisis espectroscópico revela tambien la presencia del cloruro de sodio en el aire. «Los observadores, dijimos, han de tomar toda clase de precauciones para que esta reaccion no se manifieste al punto mediante la presencia de la raya amarilla (D del sodio) en el espectro; bastando sacudir el polvo de un libro cerca del instrumento para que en el acto aparezca dicha raya.»

ioduros, cuya presencia se explica atribuyéndola al trasporte del agua del mar pulverizada por la agitacion de las olas y los embates del viento. Si así es en efecto, la cantidad de estas partículas salinas debe ser tanto más abundante en el aire cuanto más próximo á las costas esté el sitio en que se recoge este aire para analizarlo, ó mejor aún el agua pluvial que las ha precipitado. Y en efecto, así lo prueba la observacion. Brandes estimaba en 26 gramos el peso de las materias salinas acarreadas por metro de agua pluvial; segun los análisis practicados por Is. Pierre, esta cantidad llega á 24,5 gramos (1).

Todos los polvillos del aire de que acabamos de hablar son de orígen terrestre: arrebatados de la superficie del suelo ó de las aguas, vuelven á ella por efecto de la gravedad, y al caer de nuevo no añaden un átomo á la masa de nuestro globo. No sucede lo propio con los que proceden de la caida y de la inflamacion de los bólidos y de las estrellas fugaces, y si es difícil calcular la cantidad en que llegan estos cuerpos extraños á la Tierra cuando penetran en la atmósfera, no es posible poner en duda el hecho de la introduccion de partículas más ó ménos tenues procedentes de su deflagracion. Navegando el barco americano *Josiah-Bates* por la parte del Océano Índico que se extiende al Sur de Java, cayó en su cubierta una lluvia de partículas sólidas muy finas de color negruzco. En aquel momento no se notaba ningun fenómeno que pudiera explicar tan repentina irrupcion de polvillos. El capitan del buque, M. Callam, recogió algunos fragmentos, que se remitieron á Ehrenberg por mediacion de Maury. El análisis microscópico hizo ver en las partículas recogidas formas singulares, análogas á las de gotitas ó ampollas que estando líquidas se hubieran solidificado bruscamente. Sometidas al análisis química, dieron hierro y óxido de hierro, lo que hizo suponer que tenian un orígen cósmico y que procedian de la explosion ó más bien de la inflamacion de un bólido en las alturas de la atmósfera, hipótesis corroborada posteriormente por las investigaciones de muchos sabios, entre ellos M. Nordenskiold que ha descubierto la presencia de un polvillo ferruginoso abundante en la nieve de los glaciares polares, y MM. Gaston y Alberto Tissandier, que han encontrado en la nieve de los Alpes ó en los polvillos recogidos en varios sitios y á diferentes alturas, los mismos corpúsculos esféricos ó globulares del *Josiah-Bates*. Despues de reconocer G. Tissandier que estos glóbulos (el mayor de los cuales apénas tenia $^1/_{50}$ de milímetro de diámetro) se componen de óxido de hierro magnético, se expresa en estos términos acerca de su orígen:

«Para explicar su presencia en la atmósfera, he recurrido al fenómeno de los meteoritos y de las estrellas fugaces; supongo que al romperse en fragmentos estas masas metálicas, despiden en torno suyo partículas incandescentes de hierro metálico, cuyos más diminutos residuos, arrastrados por las corrientes atmosféricas, caen en la superficie entera del globo en forma de óxido de hierro magnético, más ó ménos totalmente fundido. El rastro luminoso de las estrellas fugaces debe tener por causa la combustion de esas innumerables partículas, que tienen el aspecto de las chispas que brotan de una tenue lámina de hierro que arde en el oxígeno.»

M. Nordenskiold recogió cuidadosamente en 1871 las partes superficiales de una abundante capa de nieve caida en Estockholmo, y encontró en ella gran cantidad de polvo negro como el hollin, el cual consistia en una sustancia orgánica rica en carbon. Aquel polvo, enteramente igual al recogido en 1869 cerca de Upsal cuando la caida de un meteorito, contenia tambien partículas de hierro metálico que el iman atraia. Igual resultado dió la nieve recogida en marzo de 1872 por el hermano de M. Nordenskiold, en una parte desierta del interior de Finlandia, y luégo por este, en agosto y setiembre del mismo año, al norte del Spitzberg, en los campos de hielo de las regiones árticas. Además de la presencia del hierro, el sabio sueco descubrió la de níquel y cobalto, así como la de fósforo.

El teniente Nordgvist, individuo de la expedicion del *Vega*, recogió en un témpano de la costa de Taimur un polvillo que formaba sobre

(1) Partiendo de aquí, este físico ha calculado que una hectárea de tierra de las cercanías de Caen recibe anualmente lo ménos 147 kilógramos de materias sólidas en disolucion en las aguas pluviales, y de ellos 37,5 de sal marina. Barral no ha encontrado en Paris, á igualdad de superficie, más que 10,6 kilos de dicha sal. La diferencia entre las distancias de Caen y Paris al mar basta para explicar la de las cantidades de sal.

la nieve manchitas amarillas, y que el doctor Nordenskiold tomó al pronto por *mucus* de diatomeas; pero el exámen microscópico efectuado por el doctor Kjelmann dió á conocer la naturaleza cristalina de aquellas partículas, que tenian á lo sumo un milímetro de diámetro y que al poco tiempo quedaron reducidas á un polvillo amorfo é insípido. Era carbonato de cal, pero no presentaba la forma romboédrica del espato calizo ni las propiedades de la aragonita.

«¿Estos cristales, dice el sabio sueco, fueron en su orígen una especie de carbonato de cal hidratado, formado por cristalizacion del agua del mar por efecto de un gran frio y que perdió en seguida su agua de cristalizacion al experimentar una temperatura de + 10º á + 12º? Pero en este caso, no se les habria encontrado en la capa superficial de nieve, sino más profundamente en el hielo. ¿Habrian caido de los espacios interplanetarios á la superficie de nuestro globo, formando ántes de su descomposicion alguna amalgama de materia, tan diferente de las formas mineralógicas terrestres como ciertas combinaciones químicas ha poco tiempo descubiertas en los meteoritos? La presencia de estos cristales en las capas de nieve superiores y su insipidez al aire libre parecen militar en favor de esta hipótesis.»

Sin dejar de reconocer «la diferencia que debe mediar siempre entre una conviccion personal y una conviccion científica, considero, sin embargo, probada por todas estas observaciones, la existencia de un polvo cósmico que cae imperceptible y continuamente, hecho de inmensa importancia, no tan sólo para la física del globo, sino tambien para la geología y las cuestiones prácticas, por ejemplo, para la agricultura, en razon del fósforo (1).»

Para explicar una parte de la aceleracion secular del movimiento medio de la Luna, se ha aducido el aumento, á la verdad escaso, que resulta para nuestro planeta de la caida continua, por decirlo así, de los meteoros cósmicos. M. Dufour de Ginebra ha calculado que bastaria que la tierra recibiese en cualquier forma 110 kilómetros cúbicos de materia extraña anualmente para explicar dicha aceleracion, que, aparte de esto, tiene otras causas. Por esta cuenta, en Francia deben caer $0^{k},11$, ó sea 110.000,000 de metros cúbicos, cantidad que en un siglo compondria una capa de cerca de 2 centímetros ($0^{m},19$), y en 10,000 años de 2 metros. Esto no tendria nada de improbable; pero conviene añadir que las aguas de los torrentes y de los rios arrastrarian todos los años estas capas de polvo impalpable y que una gran parte de ellas iria á parar al lecho del Océano, cuyo fondo levantaria así.

VII

LOS POLVILLOS ORGÁNICOS DE LA ATMÓSFERA

No tan sólo hay en el aire polvos inertes, salinos ó minerales, sino que tambien tiene en suspension una multitud de cuerpos organizados, gérmenes de infusorios, esporos de criptógamas y de mucedíneas, pólen de vegetales, toda una poblacion de séres infinitamente pequeños que desempeñan en los fenómenos de fermentacion, de putrefaccion y probablemente tambien en ciertas enfermedades, un cometido cuya importancia no está aún bien definida; pero que parece considerable.

Mas investigaciones sobre esta clase de corpúsculos son de fecha reciente, y sobre todo los estudios de M. Pasteur las han puesto á la órden del dia. Este ilustrado químico indicaba ya en 1860 en los términos siguientes el objeto que se trataba de alcanzar. «Si se comparan todos los resultados que he obtenido hasta ahora, paréceme que se puede asegurar que los polvillos en suspension en el aire son el orígen

(1) M. Nordenskiold insiste en estas consideraciones en la relacion que ha escrito de su viaje alrededor de las costas de Asia de 1878 á 1880:

«Algunas personas podrian creer sin razon que es supérfluo para la ciencia ocuparse de un fenómeno tan insignificante como la caida de algunos polvos microscópicos; y sin embargo, no es así. Valúo las cantidades de materias cósmicas que habia en el hielo, al norte del Spitzberg, en 1^{mg},1 á 1 milígramo por metro cuadrado, y probablemente la cantidad que cae anualmente, excede mucho de esta cifra. Pero 1 milígramo por metro cuadrado representa 500 millones de kilógramos para la superficie total de la Tierra. Semejante masa acumulada de año en año durante la larga serie de los períodos geológicos cuya duracion apénas puede concebir la mente, constituye un factor demasiado importante para que no se le tenga en cuenta en la historia geológica de nuestro planeta. El progreso de estas investigaciones demostrará sin duda, andando el tiempo, que nuestro globo ha aumentado poco á poco, desde una dimension modesta, hasta el volúmen que hoy tiene; podrán probar además que algunas partes importantes de las capas de sedimento, y en especial de las que han sido depositadas en plena mar, léjos de los continentes, son de orígen cósmico; y por último, quizás arrojen una luz inesperada sobre la causa, oscura todavía, de los volcanes y explicarán por sencillísima manera la innegable semejanza de las rocas plutónicas con los meteoritos.» (*Viaje del Vega alrededor de Asia y Europa*, t. I.)

exclusivo, la condicion primera y necesaria de la vida en las infusiones, en todos los cuerpos putrescibles, y en todos los líquidos capaces de fermentar. Por otra parte, he demostrado que

Fig. 23.—Los polvillos orgánicos del aire

1 *Micrococcus:* Aumento 1000 diámetros.
2 *Leptothrix mucor:* 800 y 100 d.
3 *Bacilos* de la atmósfera: 1000 d.
4 *Bacterias y vibriones:* 1000 d.
5 Corpúsculos del vapor de agua atmosférico: 1000 d.
6 *Esporos* del aire de las cloacas: 500 d.

es fácil observar en el microscopio esos polvillos del aire y que en medio de residuos amorfos muy divididos se ve siempre un gran número de corpúsculos orgánicos que el naturalista más hábil no podria distinguir de los gérmenes de los organismos inferiores. Pero aún no he terminado con todos estos estudios y seria deseable llevarlos bastante adelante á fin de preparar el camino para hacer una investigacion séria del orígen de varias enfermedades.»

Nadie ignora cuán importante parte ha tomado M. Pasteur en los descubrimientos que deseaba, habiendo demostrado cómo la presencia de tal ó cual organismo microscópico producia los fenómenos de la fermentacion, daba lugar á la vinificacion y á la acetificacion, era la causa primordial de las enfermedades del vino, de la cerveza, de los gusanos de seda, del cólera de las gallinas, de la fiebre carbonosa, etc. Gracias á un método de maravillosa precision, á un ardor infatigable, este sabio eminente ha creado enteramente una rama de la ciencia, sin perder un momento de vista la utilidad práctica de sus aplicaciones.

Hemos citado ya los nombres de algunos sabios que han penetrado en esta vía. A los de Maddoux y Tyndall, hay que agregar los de Sanderson, Klein, Colm en Inglaterra y en Alemania, y los de Davaine, Chauveau, Chamberland y Miquel en Francia. No nos incumbe entrar en detalles ajenos á la Meteorología propiamente dicha; pero sí debemos hacer resaltar la importancia que tiene el análisis microscópico del aire, por cuanto permite conocer la influencia que ejerce en la higiene del hombre y de los animales, la mayor ó menor abundancia de corpúsculos que los vientos trasportan á lo léjos, y la relacion que puede existir entre esta abundancia y los demás elementos meteorológicos como la lluvia, la direccion del viento, la sequedad ó la humedad, el frio ó el calor.

Los polvos orgánicos del aire son de forma, naturaleza y dimensiones sumamente varias, tropezando á veces los botánicos así como los zoólogos con grandes dificultades para determinar su especie, tanta es su pequeñez. Unos parecen pertenecer al reino vegetal; son los esporos de algas, de criptógamas y de mucedíneas; otros á las clases inferiores del reino animal, y han sido bautizados con los nombres, tan conocidos hoy, de *vibriones*, *micrococos*, *bacterias*, *bacteridias*, etc.

Hace algunos años que se vienen efectuando observaciones continuadas á este efecto en el Observatorio de Montsouris, bajo la direccion de M. P. Miquel, y creemos oportuno indicar sucintamente los métodos empleados por este físico y algunos de los resultados que ha obtenido. Estos métodos consisten en condensar el vapor de agua contenido en el aire, ó bien en hacer pasar una corriente por una placa dada de glicerina, ó ya tambien en recoger aire é introducirlo en líquidos fermentescibles, en los que se desarrollan los gérmenes. Concretémonos á dar algunos detalles sobre el primer método. Consiste en aspirar lentamente con una trompa un volúmen de aire que se mide con un contador y lanzarlo contra la superficie de una gota de una mezcla en partes iguales de agua y glicerina, ó tambien de glucosa. El aparato consta de un embudo metálico invertido A, terminado en su parte superior en un cono que tiene un



Fig. 24.—Aparato Miquel para recoger los polvillos del aire

pequeño orificio *b* (fig. 24). A pocos milímetros por encima de este orificio hay fija una placa horizontal de vidrio dada en su cara inferior de la mezcla viscosa de que acabamos de hablar. El embudo está sujeto con un tapon E á un tubo de vidrio D, cuya boca más angosta C, lleva un tubo de goma que comunica con la trompa aspirante. A medida que el aire exterior penetra en el embudo y da contra la placa, la viscosidad de esta retiene y fija los polvillos que aquel contiene en suspension.

«Este procedimiento, dice M. Miquel, es sobre todo á propósito para retener los esporos, los pólenes, los granos ferruginosos, los de almidon y los residuos de toda clase que arrastran los vientos. Los gérmenes de extraordinaria tenuidad que más importa estudiar escapan á la glicerina ó quedan anegados en ella entre corpúsculos que tienen interés más especial para el botánico.»

De aquí la necesidad de valerse de los otros dos métodos que sólo hemos apuntado, para el estudio de los corpúsculos cuya vitalidad se trata de reconocer. De todos modos, una vez fijados, recogidos ó introducidos los polvillos en los líquidos fermentescibles, trátase de examinarlos, de contarlos, de conocer su naturaleza específica, incumbencia del análisis microscópico que requiere grandes aumentos, las más de las veces de 500 á 1,000 diámetros.

Digamos ahora cuáles son los principales resultados obtenidos hasta aquí.

Ante todo hay que tomar nota de un punto que se desprende de todas las observaciones: que el número y la naturaleza de los corpúsculos organizados varian en alto grado con el lugar, la época y las condiciones meteorológicas. Pero tambien debe establecerse una distincion entre dos clases muy diferentes de estos séres microscópicos. En la primera figuran todos los que pertenecen á las numerosas familias vegetales que se designan vulgarmente con el nombre de *moho*, y además los esporos criptogámicos, los gránulos de pólen ó de almidon. En la segunda están comprendidos cuantos disignan los micrógrafos con el nombre de *bacteridias:* los *micrococos*, especies de células esféricas ú ovales, aisladas ó pareadas, que á veces forman como cuentas de un largo rosario; segun el doctor Miquel, los organismos bacteridios son los que más abundan en la atmósfera; las *bacterias*, células más largas que anchas, las cuales se distinguen de los micrococos por su movilidad; los *bacilos*, en forma de palitos rígidos, movibles ó inmóviles, que á menudo forman una cadena; los *leptothrix*, largos filamentos inmóviles; los *vibriones* y *espirilas*, especies movibles, desprovistas de rigidez, estas enroscadas en espiral, aquellos moviéndose en el seno de los líquidos y ondulando como anguilas. Entre los bacilos se encuentra la famosa bacteridia carbonosa, descubierta por el doctor Davaine en 1850, y que de algunos años á esta parte ha sido el objeto de los estudios de los Sres. Pasteur y Joubert; en la misma clase están comprendidos los organismos que causan la enfermedad de los vinos y la de los gusanos de seda; el cólera de las gallinas tiene por causa un micrococo, y la septicemia procede de un vibrion.

Los microbios de la primera clase, mucedíneas ó esporos criptogámicos, son más numerosos en tiempo de lluvia ó de humedad que en tiempo seco, de suerte que el viento que seca el suelo es una causa de disminucion en el número de los corpúsculos. M. Miquel ha recogido en Montsouris, en el trascurso de dos años (octubre de 1878 á setiembre de 1880), un promedio de 15,600 por metro cúbico de aire, número que creo deber duplicar en razon del procedimiento que sirve para fijarlos en la glicerina. «Puede afirmarse hoy que un metro cúbico de aire exterior recogido en Paris contiene por término medio 30,000 esporos de mohos, cifra que puede elevarse á 200,000 durante los calores húmedos del verano, bajando á 1,000 en invierno, cuando la atmósfera está fria, tranquila y recien despejada por la lluvia ó la nieve.»

En el trascurso del año, este número ha disminuido generalmente en invierno, ha variado poco de diciembre á marzo, entre cuyos meses ha llegado á su mínimum, ha subido en primavera para alcanzar un máximum en julio y bajar rápidamente á fines de verano. Pero lo que importa observar es que los esporos de mucedíneas y de criptógamas son tanto más numerosos cuanto más húmedo está el aire. Los tiempos calurosos y lluviosos les son particularmente favorables. El aire de las cloacas, que tiene más polvos minerales que el exterior, no contiene mayor número de esporos por término medio, pero su número está ménos sujeto á variar.

Las bacterias parecen seguir, en cuanto se refiere á su presencia en el aire atmosférico, leyes diferentes y áun opuestas á las de los esporos de la primera clase. Hé aquí en qué términos formula M. Miquel el resultado de sus investigaciones, á lo ménos respectod el aire recogido en el parque de Montsouris, ó bien en Paris, en las calles del centro de la gran ciudad, en las habitaciones particulares ó en los hospitales:

«Al contrario de lo que se observa en las criptógamas de fructificaciones aéreas, la cifra de los bacilos y de las bacterias es siempre considerable durante la estacion seca; escasa en tiempo de lluvia, aumenta cuando toda la humedad ha desaparecido de la superficie del suelo. Así tambien, exigua en invierno, suele ser crecida durante el verano y disminuye rápidamente á fines de otoño. El promedio anual recogido

por metro cúbico de aire es de 130 á 140 bacterias.»

La comparacion de los resultados obtenidos en las observaciones hechas con al aire exterior y con el aire viciado de las habitaciones y sobre todo de las salas de los hospitales, es de suma importancia. Segun M. Miquel, un enfermo colocado en una cama de un hospital introduce en un solo dia en sus pulmones 80,000 esporos de criptógamas y 120,000 organismos bacterianos, miéntras que un hombre que respira el aire exterior introducirá durante el mismo espacio de tiempo 300,000 esporos criptogámicos y 2,500 microbios de la putrefaccion. El número de esporos de mohos en los aires de los hospitales es casi cuatro veces menor, al paso que el de los gérmenes de bacterias es 50 veces más considerable (1). Pues bien, está casi probado que los esporos de las mucedíneas son inofensivos, y que entre las bacteridias se encuentran los gérmenes de la putrefaccion y de las enfermedades infecciosas. El mismo observador dice además: «En el parque de Montsouris el aire es de cinco á seis veces más puro que en el centro de Paris, y la atmósfera de las salas de los hospitales mejor cuidados es cinco ó seis veces más impura que la atmósfera húmeda de las cloacas. A los datos tan vagos y contradictorios publicados hasta el presente sobre los organismos aéreos de la clase de las bacterias, hemos sustituido estadísticas precisas que no dejan la menor duda sobre la verdad, tan á menudo presumida, de que las bacterias se acumulan en las salas de los hospitales, se eternizan en ellas, y pueden llegar á ser el punto de partida de las afecciones más variadas; y en efecto, es fácil comprobar que pueblan su atmósfera en número bastante considerable para que *un litro* de aire recogido en dichas salas contenga seis ó siete, al paso que *un metro cúbico* de aire recogido en el observatorio de Montsouris no contiene á veces más, y por consiguiente es mil veces más puro.»

Los célebres experimentos efectuados por M. Pasteur á diferentes altitudes en las montañas del Jura y en el Montanvert, propenden á probar que el número de los gérmenes orgánicos va disminuyendo á medida que la altura de la atmósfera es mayor. Estas conclusiones, combatidas al principio por experimentos contradictorios, pero en los que los observadores no habian tomado, segun parece, todas las precauciones propias para evitar las causas de error, han sido confirmadas por nuevos experimentos efectuados en Suiza, á diferentes alturas, por M. de Frendenreich, siguiendo un método de observacion propuesto por M. Miquel. El número de bacterias halladas á una altitud comprendida entre 2,000 y 4,000 metros ha sido nulo; á 560 metros, en el lago de Thoune, era de 8 en 10 metros cúbicos de aire. A la misma altura, pero junto á la fonda de Bellevue, es decir, cerca de un lugar habitado, era de 25; y llegaba á 600 en un cuarto de la misma fonda. Pues bien, hácia la misma época, 10 metros cúbicos de aire tomados en el parque de Montsouris contenian 7,600 bacterias, y en el interior de Paris, en la calle de Rívoli, 55,000.

No insistiremos en hacer resaltar la importancia de estas averiguaciones. El análisis micrográfico del aire es una rama de la ciencia apénas bosquejada, y ofrece ya resultados pródigos en consecuencias para las ciencias fisiológicas. Nada nos prueba que las innumerables partículas que la atmósfera tiene en suspension no desempeñen tambien un papel que tal vez sea de importancia suma en ciertos fenómenos meteorológicos. Esta consideracion debe bastar para justificar los detalles que hemos creido oportuno dar acerca de este punto, porque nada de cuanto se relaciona con la atmósfera es extraño al asunto de que nos ocupamos en este tomo.

(1) Número de bacterias encontradas durante el tercer trimestre de 1880, por metro cúbico de aire:

En la sala de Santa Juana (Hospital central). .	5143
En la de San Cristóbal (id). . .	6166
En el parque de Montsouris.	82

CAPITULO II

LA PRESION ATMOSFÉRICA

I

LAS OBSERVACIONES BAROMÉTRICAS.—USO DE LOS INSTRUMENTOS

Si fuese posible que el calor radiado por el Sol y por los espacios celestes estuviera siempre repartido con uniformidad por todos los puntos de la superficie terrestre y por todas las partes de la atmósfera, esta se hallaria en un estado de perfecto equilibrio. Los diferentes gases de que se compone estarian colocados por capas de nivel, las más densas de las cuales serian las más inmediatas al suelo, y la densidad de todas las otras iria disminuyendo desde la superficie hasta el límite de la atmósfera. En todos los puntos de una misma superficie de nivel, ó si se quiere, á una misma altitud contada desde el nivel del Océano, el barómetro marcaria una presion constante, igual al peso de la columna aérea que descansara sobre el mercurio de su cubeta.

Nadie ignora que dista mucho de suceder así; la temperatura varía á cada momento, tanto en la superficie de la Tierra cuanto en las capas de su envolvente gaseosa; el equilibrio de estas capas está constantemente perturbado, resultando de aquí variaciones en la presion atmosférica que el ascenso ó el descenso del nivel del mercurio en el barómetro hace patentes. Con estos movimientos del aire atmosférico se relacionan, y así lo prueba la experiencia, los varios fenómenos meteorológicos cuyo conjunto constituye el tiempo reinante en una region y en una época dada. El barómetro es pues un instrumento capital en meteorología; no tan sólo es una balanza en la cual se pesan las capas superpuestas de la atmósfera, sino tambien, conforme lo ha dicho con sobrado acierto Marié-Davy, un dinamómetro que da á conocer á cada instante la fuerza de empuje del aire en movimiento. Las observaciones barométricas deben ser una de las bases más sólidas de la ciencia.

No volveremos á hacer la descripcion del barómetro ni de los procedimientos que se emplean para su construccion, y sí únicamente completaremos lo que hemos dicho acerca de este punto en el primer tomo del MUNDO FÍSICO con algunas indicaciones prácticas sobre el modo de usarlo en Meteorología.

El *barómetro normal*, representado en la fig. 25, se reserva generalmente para las observaciones de gran precision como las pueden exigir las investigaciones científicas propiamente dichas, y casi no se usa más que en los laboratorios de física; como se sabe, requiere emplear el catetómetro para medir la diferencia de nivel entre el extremo de la columna de mercurio del tubo y el de la doble punta que rasa la superficie del mercurio de la cubeta. Sin embargo, en los observatorios de primer órden puede emplearse el barómetro normal para comparar y corregir otros barómetros del establecimiento ó los que se presenten para arreglarlos: es el *barómetro patron* por excelencia.

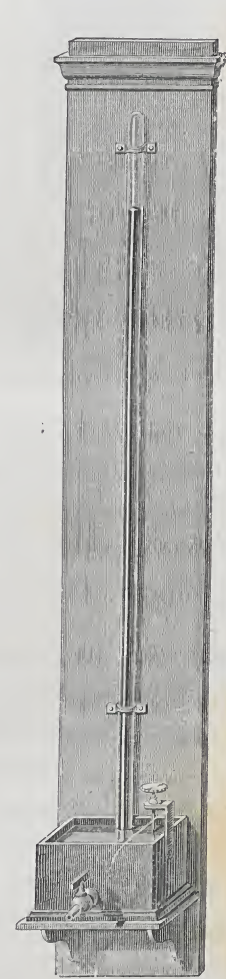


Fig. 25-Barómetro normal

El de Fortin es el más usado, ya en las estaciones meteorológicas ó ya yendo de viaje. Sábese que la principal ventaja de este instrumento consiste en la movilidad del fondo de su cubeta (figura 26); mediante un tornillo que se apoya en este fondo se puede subir ó bajar á bene-

plácito el saquillo de piel en que descansa el mercurio, y producir el enrase preciso de la superficie del líquido en la cubeta con la punta de marfil que coincide con el cero de la escala barométrica. De esta suerte, el nivel subsiste constante. Además, cuando se trata de trasportar el instrumento, se puede levantar el fondo de la cubeta, hasta que el mercurio la llena por completo así como al tubo. Despues de haber invertido el barómetro de suerte que la cubeta quede arriba, ya no hay que temer que las sacudidas del trasporte lo rompan ó que lo inutilice la entrada del aire en la cámara barométrica (1).

Fig. 26.—Cubeta del barómetro de Fortin

Cuando se haya de consultar el barómetro en un sitio fijo, se tendrá cuidado de colocarlo á la luz del dia, por ejemplo junto á una ventana, pero resguardado de los rayos del Sol, y siendo posible, en una habitacion en que no haya fuego, para evitar las variaciones un tanto bruscas de la temperatura. Se le colgará en posicion vertical, posicion que deberá tomar por sí mismo y en la cual se le podrá mantener con una anilla provista de tornillos de nivel, que abarque la cubeta pero sin tocarla. Este sistema de instalacion es además aplicable á todos los barómetros de colocacion estable y fija.

Para las observaciones que se hayan de hacer en el campo, se hace uso de un trípode como lo representa la fig. 27, construido de modo que sirva al mismo tiempo de estuche para el instrumento. Una suspension á la Cardan asegura la verticalidad del tubo tan luégo como se fija el trípode en el suelo para hacer una observacion.

Cada instrumento lleva, ya dentro del tubo ó ya en la plancheta de la cual está suspendido, un termómetro que tiene por objeto marcar su propia temperatura. Cuando se ha de hacer una observacion, hay que empezar sin falta por examinar el termómetro. Despues de esto, se comprueba el enrase de la punta de marfil con el mercurio de la cubeta, examinando si la imágen de esta punta está en contacto con la punta misma. Si se nota un intervalo, es que el mercurio está demasiado bajo; si la punta penetra en el líquido, fácilmente se advierte la

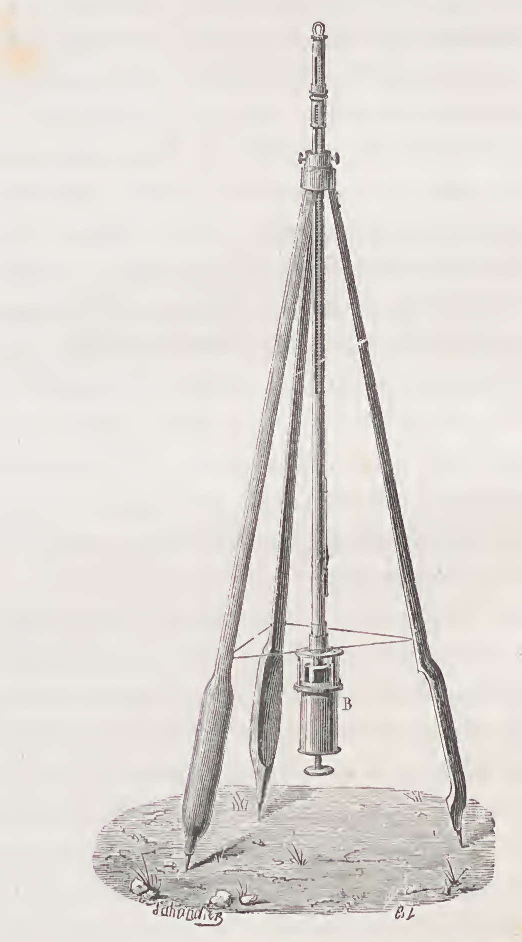


Fig. 27.—Instalacion del barómetro en el campo

depresion, porque entónces la imágen reflejada de una línea recta aparece deformada junto á la punta. En este caso el mercurio está muy alto. Subiendo el tornillo de la cubeta, se pone fácilmente el mercurio al nivel conveniente para el enrase.

En seguida se procede á la lectura de la altura del barómetro. Hemos visto que con un vernier, que puede correrse mediante un boton de tornillo, se aprecian fracciones de milímetro,

(1) Arago dice en su *Astronomía popular*, hablando de estos percances que eran bastante frecuentes en los barómetros antiguos: «El único remedio posible consiste en llenar el tubo y someterlo á la ebullicion; pero semejante operacion es larga, penosa, difícil y en ciertos países, como en el interior de Africa, de imposible ejecucion. Mi amigo Boussingault me ha contado que durante sus viajes por la América central, es decir por un país semi-civilizado, habia roto lo ménos catorce barómetros.»

que por lo general son décimas. Pero importa cerciorarse de que el borde inferior del vernier que lleva la division *cero* es perfectamente tangente al extremo del menisco del mercurio. Hé aquí por qué es menester que esta parte del barómetro reciba bastante luz. Se hace más fácil este exámen poniendo detrás del tubo un espejito que refleja la luz de la ventana, ó bien

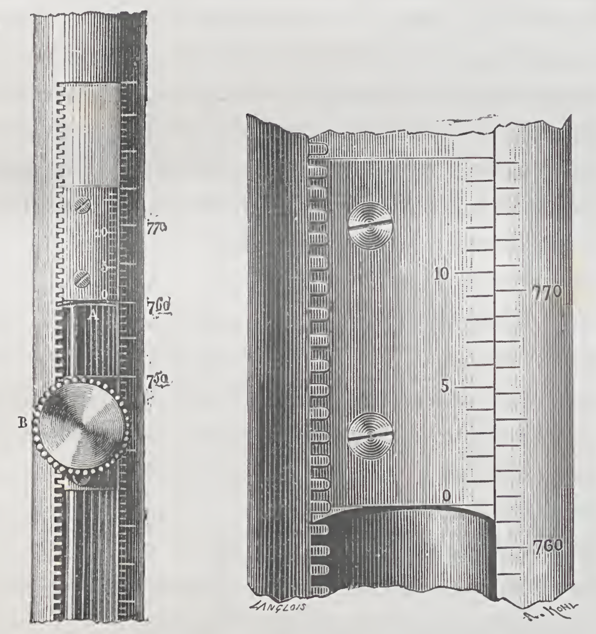


Fig. 28.—Escala del tubo barométrico: vernie

Fig. 29.—Lectura de una altura barométrica con auxilio del vernier

un pedazo de papel blanco. Léese el número entero de milímetros anotando la division de la escala barométrica que está inmediatamente debajo del menisco ó del cero del vernier. En la fig. 29, este número es el 761. La fraccion de milímetros está indicada por la coincidencia de la division del vernier con la de la escala. Es la 7.ª; por consiguiente, la altura barométrica es $761^{mm},7$. A veces ocurren dudas, y dos divisiones sucesivas pueden parecer de igual modo coincidentes; así sucede con la figura 28, pues al examinarla, lo mismo podria escribirse $760^{mm},7$ que $760^{mm},8$; en este caso, se toma el promedio $760^{mm},75$. Siempre que se vaya á hacer una lectura, convendrá dar algunos golpecitos en el instrumento para vencer la adherencia del mercurio al vidrio y devolver su altura normal al nivel, que podria no ser el verdadero á causa de esta adherencia.

Vése pues que la observacion del barómetro de Fortin no deja de ser algo delicada. A consecuencia de esto y con objeto de suprimir su parte más difícil, que es la que tiene por objeto establecer exactamente el enrase de la punta de marfil con el mercurio, M. Renou ha encargado á M. Tonnelot la construccion de un barómetro de cubeta ancha (fig. 30) y de fondo fijo, en el que por lo mismo no es ya constante el nivel del mercurio; pero como la seccion de la cubeta es muy grande con relacion á la del tubo, la variacion de la altura del mercurio es casi insignificante. Si su diámetro equivale á 10 veces el del tubo, la superficie será 100 veces mayor y la variacion de nivel 100 veces menor en la cubeta que en el tubo. Muy luégo diremos cómo se tiene en cuenta esta variacion. Por lo

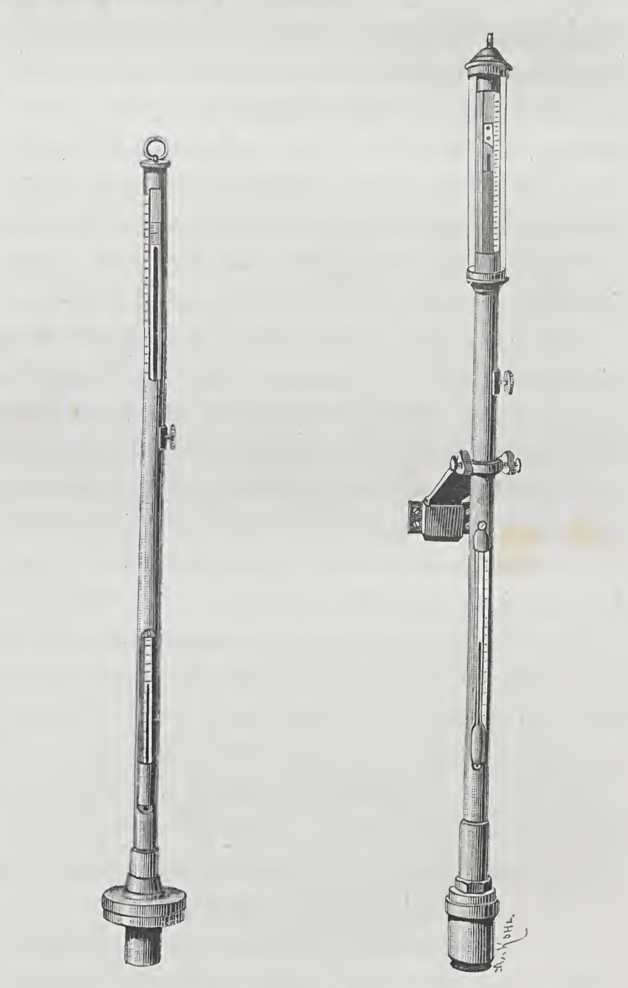


Fig. 30.—Barómetro de cubeta ancha

Fig. 31.—Barómetro marino de mercurio

que respecta á la instalacion del barómetro Tonnelot, y á la observacion y lectura de las alturas, se efectúa absolutamente lo mismo que en el barómetro Fortin, pero no tiene la ventaja que este de poderlo trasportar sin dificultad y de servir para las observaciones en el campo; es un barómetro de instalacion fija.

El uso del barómetro de mercurio á bordo de los buques exige disposiciones especiales y

un sistema particular de suspension. Para evitar el efecto de los movimientos de balanceo y cabeceo que producirian la oscilacion continua de la columna de mercurio y que hasta podrian romper el tubo empujando el líquido contra el extremo de la cámara barométrica, se adopta un tubo muy angosto por abajo, ó estrangulado como el barómetro de Gay-Lussac modificado por Bunten. En seguida se le suspende de las paredes de la cámara en que está instalado, por medio de una suspension á la Cardan dispuesta como se ve en la figura 31. Las observaciones y la lectura se verifican del mismo modo que en los barómetros anteriores. Pero en razon de la forma del tubo, el barómetro marino es lento en sus indicaciones; además, por poco agitado que esté el mar, es difícil la lectura, de suerte que sirve más especialmente cuando el buque está anclado ó el tiempo muy sereno; para las observaciones corrientes, se usan con preferencia los barómetros metálicos ó aneroides.

Antes de decir algo acerca de estos últimos instrumentos, cuyo uso se ha generalizado extraordinariamente de veinte años á esta parte, réstanos hablar de un punto importantísimo para la exactitud de las observaciones barométricas: de la comparacion de los instrumentos y de las correcciones que se han de introducir en la lectura de sus indicaciones.

Es raro que un barómetro de mercurio, de cubeta ó de sifon no guarde siempre alguna diferencia con un barómetro normal. Dos causas pueden contribuir á este resultado. Por una parte, el cero de las divisiones de la escala si se trata de un barómetro Fortin, puede no coincidir exactamente con el extremo de la punta de marfil; por otra parte, la capilaridad produce cierta depresion del mercurio, que depende del diámetro del tubo tan luégo como este diámetro no llega á 2 centímetros. Para conocer la correccion constante que se ha de hacer en las lecturas á consecuencia de este doble error, se observa el instrumento al mismo tiempo que un barómetro patron ó normal, como los que hay en casa de los grandes fabricantes ó en los observatorios meteorológicos. Conocida que sea esta *comparacion* del barómetro, es ya fácil tenerla en cuenta en las observaciones, aumentando ó deduciendo en las lecturas la correccion indicada por ella. Sin embargo, con el tiempo puede variar esta correccion, en cuyo caso debe repetirse la comparacion.

Si se trata de un barómetro Tonnelot, ó de cero variable, la comparacion indicará cierta presion con respecto á la cual el instrumento estará exactamente de acuerdo con el barómetro patron. Supongamos que la presion sea de 756 milímetros. Para todas las lecturas que excedan de esta cifra, se deberá añadir un céntimo (1) del exceso en milímetros sobre 756, puesto que el mercurio ha debido bajar en la cubeta la centésima parte de lo que ha subido en el tubo. En la misma proporcion se rebajarán todas las lecturas inferiores á 756 milímetros. En tal caso, se construye una tabla que da inmediatamente la presion ya corregida, lo cual no ofrece dificultad y abrevia mucho las operaciones. Tambien se puede corregir la escala misma, es decir, dar á las divisiones una longitud menor de un céntimo, y entónces la comparacion del instrumento graduado de este modo (ó barómetro de *escala compensada)* con el barómetro patron, no exigirá más que una correccion constante, como acabamos de decirlo relativamente al barómetro Fortin.

Las correcciones indicadas por la comparacion del instrumento con un barómetro patron son constantes. Las de que ahora vamos á tratar son variables, y exigidas por los cambios de temperatura ó de la altitud del lugar de la observacion. Fácilmente se comprende que las observaciones, para ser comparables, deben reducirse á una misma temperatura fija; como el mercurio se dilata por efecto del calor, la misma altura de mercurio no mide la misma presion si se la observa á temperaturas distintas, porque entónces las dos columnas iguales no tienen el mismo peso. Pero la temperatura no hace cambiar solamente el volúmen y por consiguiente la densidad del mercurio, sino que tambien modifica la longitud de las divisiones de la escala, que por lo comun son de laton. Considerando estas dos causas de error, se ve que la correccion que se ha de hacer en una altura barométrica H, leida á la temperatura de t^o, es $H\alpha t$, para reducirla á la altura que la misma presion daria al mercurio si la temperatura fuese

(1) Decimos *un céntimo* en la hipótesis de que la seccion de la cubeta sea cien veces la del tubo, pero lo mismo podria ser cualquiera otra fraccion.

cero, correccion sustractiva si esta es superior á 0° y aditiva en el caso contrario, (α es un coeficiente cuyo valor depende del coeficiente de dilatacion del mercurio así como del metal con que está trazada la escala). Así tenemos $H_0 = H (1 \mp \alpha t)$. Para el laton, el valor de α es igual á 0,000161 y tenemos $H_0 = H (1 \mp 0{,}000161 t)$.

Para evitar cálculos enojosos, se han construido tablas de correccion de doble entrada (1), que dan, para cada presion y para temperaturas comprendidas entre 0 y 35 grados (límite aproximado de la temperatura de nuestros climas), de quinto en quinto y aun de décimo en décimo de grado, el número de milímetros que se han de deducir ó aumentar en cada observacion. Vése pues cuán importante es, cuando se trata de observaciones un poco precisas, empezar por la lectura de la temperatura marcada por el termómetro unido al instrumento (temperatura que no se ha de confundir en modo alguno con la del aire libre). Kaemtz presenta, en su *Curso de Meteorología*, algunos ejemplos de la necesidad de la correccion relativa á la temperatura. Limitémonos á copiar el siguiente: «Supongamos que en invierno se haya colocado el barómetro en una habitacion no caldeada cuya temperatura media haya sido —2° y en verano 20°; supongamos además que en las dos estaciones la altura media del barómetro *no corregida* haya sido 756^{mm},00. Se incurriria pues en grave error si se dedujese de aquí que la presion atmosférica ha sido la misma en las dos estaciones; porque reduciendo los barómetros á cero, se ve que en invierno la altura media del barómetro era de 756^{mm},24 y en verano de 753^{mm},56; y por consiguiente 2^{mm},68 menor en verano que en invierno.»

Otra reduccion importante es la que tiene por objeto considerar la altitud del lugar de observacion ó calcular la altura barométrica respecto al nivel del mar. Esta correccion es necesaria cuando la observacion hecha al mismo tiempo que otras efectuadas á la misma hora en estaciones más ó ménos distantes, tiene por objeto el trazado de las líneas de presion igual en la region en ellas comprendida.

Esta correccion supone que se conoce la altitud del lugar de la observacion; si las nivelaciones geodésicas no la dieran, seria preciso determinarla préviamente mediante una operacion con el nivel de agua, que daria la diferencia de nivel con un punto vecino cuya altitud fuese conocida (2). En el caso de que la estacion en que se encuentra el barómetro tuviese una altitud escasa sobre el nivel del mar, se podria hacer la reduccion recordando que el barómetro baja próximamente un milímetro por cada 10 ú 11 metros de elevacion. Pero en todo caso es preferible y más exacto calcular la reduccion al nivel del mar, valiéndose de la fórmula de Laplace, ó mejor aún de las tablas que se han formado con arreglo á esta fórmula,

(1) Hé aquí un fragmento de la tabla de reduccion á cero, para los veinte primeros grados y para las presiones comprendidas entre 730 y 775 milímetros, tomado de las *Instrucciones* de la *Oficina central meteorológica de Francia:*

(2) Tambien se podria determinar esta diferencia de nivel por el método de las observaciones barométricas, problema inverso del de la reduccion del barómetro al nivel del mar. En el artículo siguiente damos la solucion.

Temperaturas del barómetro en grados centígrados	ALTURAS DEL BARÓMETRO EN MILÍMETROS									
	730	735	740	745	750	755	760	765	770	775
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
1	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13
2	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25
3	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	0.37	0,37	0,37	0,37	0,37
4	0,47	0,47	0,48	0.48	0,48	0,49	0,49	0,49	0,50	0,50
5	0,59	0,59	0,60	0,60	0,60	0,61	0,61	0,62	0,62	0,62
6	0,71	0,71	0,71	0,72	0,72	0,73	0,73	0,74	0,74	0,75
7	0,82	0,83	0,83	0,84	0,85	0,85	0,86	0,86	0,87	0,87
8	0,94	0,95	0,95	0,96	0,97	0,97	0,98	0,99	0,99	1,00
9	1,06	1,07	1,07	1,08	1,09	1,09	1,10	1,11	1,12	1,12
10	1,18	1,18	1,19	1,20	1,21	1,22	1,23	1,24	1,24	1,25
11	1,29	1,30	1,31	1,32	1,33	1,34	1,35	1,35	1,36	1,37
12	1,41	1,42	1,43	1,44	1,45	1,46	1,47	1,48	1,49	1,50
13	1,53	1,54	1,55	1,56	1,57	1,58	1,59	1,60	1,60	1,62
14	1,65	1,66	1,67	1,68	1,69	1,70	1,71	1,72	1,74	1,75
15	1,76	1,78	1,79	1,80	1,81	1,82	1,84	1,85	1,86	1,87
16	1,88	1,89	1,91	1,92	1,93	1,94	1,96	1,97	1,98	2,00
17	2,00	2,01	2,03	2,04	2,05	2,07	2,08	2,09	2,11	2,12
18	2,12	2,13	2,14	2,16	2,17	2,19	2,20	2,22	2,23	2,25
19	2,23	2,25	2,26	2,28	2,29	2,31	2,32	2,34	2,36	2,37
20	2,35	2,37	2,38	2,40	2,41	2.43	2,45	2,47	2,48	2,50

y que en cada estacion se pueden preparar especialmente para la altitud que le es propia (1).

La correccion varía con la presion barométrica observada y tambien con la temperatura. Pero importa hacer dos advertencias acerca de este punto; consiste la primera en que la presion á la cual se aplica la correccion es la altura barométrica préviamente *reducida á* 0°, segun la regla que hemos dado más arriba; la segunda, en que la temperatura de que aquí se trata no es ya la que indica el termómetro adaptado al instrumento, sino la que se observará con el auxilio de otro termómetro colocado exteriormente ó al aire libre. Claro está que la correccion indicada por la tabla será siempre aditiva para todas las estaciones situadas sobre el nivel del mar. Si por excepcion se tratase de observaciones hechas debajo de este nivel, por ejemplo en una mina, y se las quisiera reducir al horizonte del mar, la correccion será *negativa* ó *sustractiva*. Es una circunstancia de la cual no tenemos noticia que se aplique todavía á ninguna estacion meteorológica. Sin embargo, á orillas del mar Caspio ó del Muerto, la reduccion al nivel del Océano disminuiria la presion barométrica en lugar de aumentarla.

Los barómetros de mercurio son los únicos que dan observaciones precisas. Por desgracia, los instrumentos bien construidos cuestan mucho; su instalacion requiere precauciones, y hasta su observacion exige, aparte de una gran atencion en la lectura, correcciones bastante prolijas que son molestas cuando se las repite con frecuencia. Yendo de viaje, pueden quedar inservibles ó destruidos si no se toman para su trasporte medidas que no siempre están al alcance de los observadores, sobre todo si exploran países poco conocidos ó poco civilizados. Véanse las recomendaciones que encontramos en las *Instrucciones* de la Oficina central meteorológica, y que creemos oportuno reproducir para conocimiento de aquellos de nuestros lectores que tengan que hacer uso del barómetro de mercurio:

«Una vez colocado el barómetro no se le debe cambiar de sitio sino por una causa imperiosa. Si hubiera que trasportarle, seria preciso subir el tornillo de la cubeta para que el mercurio llene todo el tubo, y en seguida volver el instrumento de abajo arriba y llevarlo invertido con la cubeta en la parte superior. El trasporte de un barómetro requiere cuidado y grandes precauciones.

»Cualquier barómetro puede quedar inservible aunque no se rompa; basta para ello que se introduzca un poco de aire en el tubo. Para cerciorarse de si ha ocurrido ó no este percance durante el trasporte, se examina ante todo el barómetro en su caja, y luégo se le saca levantándolo despacio. Se desatornilla un tanto el tornillo de la cubeta para que baje la columna de mercurio en el tubo, y se inclina el instrumento de modo que el líquido dé contra el extremo de aquel. Si no contiene aire, el choque es claro, metálico, vibrante; si ha penetrado alguna burbuja de aire, el golpe es sordo. Con los barómetros marinos no puede hacerse esta prueba; los movimientos de su mercurio son demasiado lentos para que el choque del mercurio produzca un sonido bien claro.

»A veces se puede purgar un barómetro que contenga aire mediante una serie prolongada de choques ó de trepidaciones, volviendo el instrumento de modo que la cubeta quede arriba. Para este ensayo convendria un viaje de unos cuantos kilómetros en un carruaje ó en camino de hierro. Si se tuviera que desarmar el aparato para purgarlo de aire, se correria el riesgo de no volver á poner exactamente la escala en su punto, siendo necesaria una nueva comparacion.»

En el primer tomo de esta obra hemos des-

---

(1) Hé aquí un ejemplo de una tabla de reduccion, calculada para una estacion en que la cubeta del barómetro estuviese á 146 metros de altitud sobre el nivel de Océano:

Temperaturas del aire libre	PRESIONES OBSERVADAS (REDUCIDAS A 0°)					
	720	730	740	750	760	770
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
—15°	14,0	14,2	14,4	14,5	14,7	14,9
—10°	13,8	14,0	14,2	14,3	14,5	14,7
— 5°	13,5	13,7	13,9	14,0	14,2	14,4
0°	13,3	13,5	13,7	13,9	14,0	14,2
+ 5°	13,0	13,2	13,4	13,6	13,7	13,9
+10°	12,7	12,9	13,1	13,3	13,4	13,6
+15°	12,5	12,7	12,9	13,1	13,2	13,4
+20°	12,3	12,5	12,6	12,8	13,0	13,1
+25°	12,2	12,4	12,5	12,7	12,9	13,0
+30°	12,0	12,2	12,3	12,5	12,7	12,8
+35°	11,8	12,0	12,1	12,3	12,5	12,6

Supongamos que se haya observado una altura barométrica de 754^{mm},5 (efectuada la reduccion á 0°) con una temperatura exterior de 16°; segun la tabla anterior, será menester corregirla añadiéndole 13^{mm},1, lo que dará 767^{mm},6 para la presion reducida al nivel del mar.

crito los barómetros metálicos, *holostéricos* ó *aneroides*, y en particular los de Bourdon y de Vidie. Estos instrumentos marcan la presion atmosférica de la hora y del lugar de la observacion en un cuadrante graduado por comparacion con un barómetro de mercurio. Pero

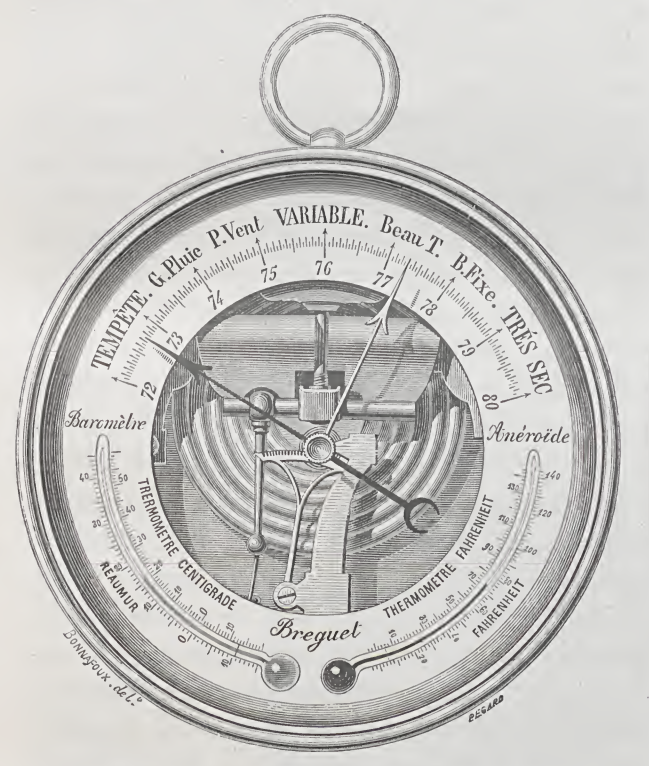


Fig. 32.—Barómetro holostérico ó aneroide de Vidie

como el movimiento de la aguja depende de la accion de un muelle y de la accion de la presion del aire sobre un tubo ó sobre un tambor metálico de paredes muy delgadas, y la elasticidad de estas paredes varía con la temperatura y se modifica lentamente con el tiempo, las indicaciones del barómetro aneroide carecen de precision, haciéndose además con dificultad la correccion de la temperatura, á no ser que se estudie y forme para cada instrumento una tabla de correccion especial. Es importante hacer á menudo la comparacion con un barómetro de mercurio.

Cuando el aneroide se ha de instalar de un modo fijo y estable, se le suele arreglar de modo que marque directamente la presion reducida al nivel del mar. Los constructores, á quienes el observador debe indicar la altitud del lugar en que se ha de instalar el instrumento, son los encargados de hacer esta regulacion. En cuanto á la comparacion que se debe efectuar á menudo con un barómetro patron, sólo exige un arreglo fácil de verificar con un tornillo colocado en el fondo de la caja metálica del instrumento. Dando vueltas á este tornillo en un sentido ó en otro, se hace marchar la aguja á derecha ó izquierda, recorriendo el número de divisiones requeridas para efectuar la correccion; estas vueltas del tornillo se han de dar despacio y con precaucion.

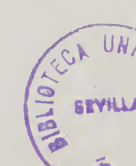
Los marinos, los viajeros y los aeronautas se sirven con frecuencia del barómetro metálico, cuya imperfeccion está compensada con la comodidad de su uso y la facilidad de su trasporte. Si no da indicaciones que vayan acompañadas de la precision necesaria para las investigaciones científicas, en cambio basta para seguir en él las variaciones de la presion atmosférica, y cuando está recien comparado y arreglado, permite calcular con la conveniente aproximacion la altura á la que se eleva, por ejemplo, un globo en la atmósfera. Es el instrumento casi universal adoptado en las estaciones meteorológicas agrícolas.

II

MEDICION DE ALTURAS CON EL BARÓMETRO

Una de las aplicaciones más útiles é interesantes del barómetro es el cálculo que merced á él se puede hacer, ya de la altitud absoluta de la estacion en que se observa, es decir, de la altura de esta estacion sobre el nivel del mar, ó bien de su altitud relativa, esto es, de la diferencia de nivel entre dicha estacion y otra inferior. Hemos dicho ya que se consigue resolver este problema valiéndose de tablas numéricas que han sido calculadas con arreglo á una fórmula de Laplace. Pero nos resta decir en qué consiste esta fórmula teórica y cuál es la significacion de los diferentes términos de que se compone. En seguida demostraremos con un ejemplo cómo se hace uso de las tablas en cuestion.

Hemos visto anteriormente que, tratándose de escasas diferencias de altitud, un descenso de un milímetro en la altura barométrica corresponde á una elevacion de $10^{m},517$. Pero esto no es rigurosamente exacto sino á partir del nivel del mar, á los 45° de latitud y á la temperatura del hielo fundente. Cuanto mayor es la altura en la atmósfera, más decrece la densidad de las capas de aire sucesivas, y si la tem-



peratura de todas estas capas fuese uniforme, miéntras las alturas crecerian en progresion aritmética, la densidad decreceria en progresion geométrica. Las alturas serian así proporcionales á los logaritmos de las densidades; y podrian calcularse mediante una fórmula muy sencilla. Llamando H_a y H_b las alturas barométricas reducidas á 0° de la estacion superior y de la inferior, y z su diferencia de nivel, tendríamos

$$z = 18{,}405^{m} \times \frac{\log H_b}{\log H_a}$$

El coeficiente constante 18,405 metros ha sido determinado por la observacion (1), pero el valor de z encontrado así no es exacto, por varias razones, puesto que las condiciones que hemos supuesto no se realizan comunmente. Exigirá una serie de correcciones de la que vamos á hablar. En primer lugar, la temperatura del aire no es igual á 0° ni la misma en ambas estaciones. Sean T_a y T_b las temperaturas del aire exterior en cada estacion en el momento de la observacion. Las más de las veces T_a es superior á T_b, de suerte que la temperatura media $\frac{1}{2}$ ($T_a + T_b$) de la capa de aire comprendida entre las dos estaciones es mayor que T_a, y la altura de esta capa superior á la que se ha calculado. Será preciso multiplicar z por un término que depende del coeficiente de la dilatacion del aire (2). Con esta correccion el valor de z será

$$z' = 18{,}405^{m} \log \frac{H_a}{H_b} \left(1 + \frac{T_a + T_b}{545}\right)$$

En segundo lugar, hay que tener en cuenta la latitud de la estacion, latitud que puede ser mayor ó menor de 45°. La influencia que interviene aquí es la variacion de intensidad de la gravedad, puesto que, segun hemos visto en el primer tomo del MUNDO FÍSICO, la intensidad de la gravedad va aumentando del ecuador al polo. Cuanto más cerca se está del ecuador, más hay que elevarse en el aire para obtener una diferencia dada en la presion barométrica. Naturalmente, sucede lo contrario si se va del polo al ecuador. La correccion que de aquí resulta consiste en agregar el valor z' ó en restar de él un término que es igual al producto de z' por 0,00265 cos 2 L, siendo L la latitud del lugar. Hay que añadir tambien una correccion procedente de que la gravedad varía tambien de intensidad en el intervalo que separa la estacion inferior de la superior, de suerte que en definitiva, la altitud absoluta de un lugar situada á la latitud L y en donde la altura barométrica, reducida á 0°, es H_a, siendo la barométrica H_b la del nivel del mar, la da la fórmula siguiente:

$$Z = 18{,}405^{m} \log \frac{H_a}{H_b} \left(1 + \frac{T_a + T_b}{545}\right) (1 + 0{,}00367 \cos 2\,L) \left(1 + \frac{z' + 15{,}989}{6.366{,}198}\right).$$

Si la estacion inferior no se halla al nivel del mar, la fórmula anterior sólo dará la diferencia de sus altitudes; agregando la de esta última estacion, se tendrá la altura de la primera sobre el Océano.

Por complicada que parezca la fórmula de Laplace, es en la práctica de un uso relativamente sencillo, gracias á las tablas numéricas con las que se pueden calcular sus diferentes términos. La primera tabla da el valor que hemos llamado z, y cuando se tiene este valor, un sencillo cálculo da z'. Por último, otra tabla da la altura buscada Z.

Presentaremos un ejemplo conocido de la aplicacion de esta fórmula. Consideremos al efecto las observaciones barométricas hechas por Bravais y Martins el 29 de agosto de 1844, á un metro debajo de la cima del monte Blanco y las que simultáneamente se efectuaron en el Observatorio de Ginebra, es decir, á una latitud media de 46°. Estando la estacion inferior á una altitud conocida de 408 metros, la del monte Blanco se obtendrá calculando la

(1) Una sola observacion puede bastar. Por lo demás, y segun lo que precede, el coeficiente puede calcularse dividiendo la distancia $10^{mm},517$ por la diferencia de los logaritmos de los números $0^{mm},760$ y $0^{mm},759$ que miden la presion, á 0° y al nivel del mar, correspondiente á una elevacion vertical de $10^{mm},517$. Por este método directo, fundado en la relacion del peso del aire con el peso del mercurio, calculó Halley el coeficiente numérico de la fórmula, á la verdad incompleta, que dió para la medicion de alturas. Hay otro método que consiste en deducir el valor numérico del coeficiente de la medicion geométrica de una altura. Introduciendo esta medicion en la fórmula barométrica, y tomando el coeficiente por incógnita, se deduce su valor. Deluc, Shuckburg, Roi y Ramond se valian de este método. Laplace deducia 18,336 por el primero; Ramond 18,393 por el segundo.

(2) Por la unidad sumada con el producto de este coeficiente por el número de grados de la temperatura media, ó lo que es lo mismo por $1 + 0{,}00367 \frac{T_a + T_b}{2}$. Hechos los cálculos, resulta $\frac{T_a + T_b}{545}$.

diferencia de nivel de las dos estaciones con arreglo á los datos siguientes:

	Ginebra	Monte Blanco
Altura barométrica. . . .	$729^{mm},65$	$424^{mm},05$
Termómetro del barómetro..	$18°,6$	$-4°,2$
Termómetro libre.	$19°,3$	$-7°,6$

Con auxilio de la tabla inserta anteriormente, se empezará por reducir las dos alturas del barómetro á cero, lo que dará para Ginebra $H_b = 727^{mm},46$ y para el monte Blanco $H_o = 424^{mm},32$. Introduciendo estos valores en la fórmula tendremos primero $z = 4380^m,9$. La primera correccion, relativa al término $\frac{T_a + T_b}{545}$ que en este caso vale $\frac{11°,7}{545}$, nos dará la cantidad $\frac{18,405 \times 11,7}{545} = 92^m,5$, de donde $z' = 4401^m,4$.



Fig. 33.—Observaciones barométricas en las montañas. Medicion de alturas

Con la tabla III del *Anuario de la Oficina de longitudes* se conocerá la cantidad que se ha de agregar para los términos relativos á la altitud y á la disminucion de la intensidad de la gravedad procedente de la diferencia aproximada de nivel entre las dos estaciones. Dicha cantidad es $14^m,06$ y por consiguiente el valor definitivo $Z = 4415^m,46$. Tal es la altura de la cumbre del monte Blanco referida á la estacion del Observatorio de Ginebra, de suerte que si se agrega la altitud de este, más 1 metro por la cima del mismo monte, tendremos que esta cima está á $4824^m,46$ sobre el nivel del mar (1).

En vista de este ejemplo, podria suponerse que haciendo dos observaciones simultáneas con el barómetro se podria calcular, con un decímetro de diferencia, una altitud relativa ó absoluta; pero en rigor no es así, por cuanto la fórmula y las tablas que de ella se desprenden,

(1) En el Anuario se la fija en $4815^m,9$. Pero los coeficientes que emplea son los de la fórmula misma de Laplace; nosotros hemos adoptado los nuevos coeficientes, por haberse tenido que modificar los anteriores en razon de los varios datos físicos que entran en su formacion, datos que se han podido determinar con más exactitud gracias á las investigaciones de los físicos.

suponen que las densidades de las capas de aire decrecen con una uniformidad de que casi nunca se ha dado caso. Por otra parte, sucede muy pocas veces en la práctica que puedan hacerse observaciones simultáneas, y que áun conseguidas estas, se logre comparar tal como seria menester, los barómetros empleados en las estaciones. En realidad, el resultado que acabamos de obtener respecto al monte Blanco, difiere bastante de la cifra 4809^{m},6 que dan las mediciones geodésicas. M. Martins fija en unos 4,810^{m},0 el resultado del cálculo de las cuatro alturas barométricas tomadas en la cumbre del monte, comparadas con las observadas el mismo dia en Ginebra y en varias estaciones vecinas. La casi identidad de los dos resultados ¿es prueba de la precision igual de los dos métodos barométricos y geométricos, ó se debe más bien á una dichosa casualidad? M. Martins se inclina á admitir la primera hipótesis; cree que en este caso el éxito ha dependido de que «las circunstancias meteorológicas habian sido propicias para obtener una buena altitud y las horas escogidas muy favorables,» en apoyo de lo cual da otras dos pruebas.

«Despues de determinar M. Plantamour, director del Observatorio de Ginebra, la altura del hospicio del San Bernardo sobre el lago Leman haciendo dos nivelaciones directas que, partiendo del lago terminaban en el umbral del convento, calculó en seguida la altura mediante diez y ocho años de observaciones barométricas correspondientes á las del Observatorio de Ginebra. El resultado de tan inmenso trabajo fué que las observaciones barométricas correspondientes, hechas de dos á cuatro de la tarde, no dan en agosto y setiembre más que un error probable de $\frac{1}{1296}$ de la altura, ó sea 1 metro por 1300 próximamente. Otras observaciones barométricas, hechas en mayor número que las practicadas por mí en la cumbre del monte Blanco, deben inspirar todavía más confianza. Bravais y yo hicimos en la cumbre del Faulhorn, desde el 15 de julio al 7 de agosto del año 1841, 152 observaciones barométricas continuadas dia y noche de tres en tres horas. El promedio de estas observaciones da 2682 metros como altura de dicha montaña; la cifra de la geodesia es de 2683 metros; por consiguiente, tambien en este caso el barómetro compite en exactitud con el teodolito, y las observaciones barométricas efectuadas en gran número equivalen á la repeticion de los ángulos medidos en el círculo del instrumento geodésico.»

De todos modos resulta de aquí que para que el uso del barómetro dé resultados en cuya exactitud se pueda confiar respecto á la medicion de alturas, requiere observaciones reiteradas y condiciones particulares. Además, el barómetro de mercurio es el que debe servir para las determinaciones. El barómetro aneroide no deja tambien de prestar incontestables servicios á los viajeros terrestres ó aéreos, facilitándoles el conocer á cada momento la altitud aproximada de las regiones que recorren. En las expediciones que tienen por objeto investigaciones científicas, se le emplea juntamente con el barómetro de mercurio, que entónces sirve para compulsar de vez en cuando sus indicaciones. El aeronauta inglés M. Glaisher asegura que un barómetro aneroide, convenientemente verificado, le ha dado siempre las mismas indicaciones que el de mercurio, y atribuye el mal servicio de ciertos barómetros aneroides á no haberlos sometido préviamente á suficientes presiones, probándolos bajo la campana de la máquina neumática; «no se habian hecho, dice, en número conveniente las comprobaciones á que habian dado lugar.» Hé aquí la tabla que M. Glaisher calculó para que le sirviera en sus ascensiones y merced á la cual podia conocer á toda hora la altura de la barquilla de su globo en la atmósfera:

PRESION BAROMÉTRICA		ALTITUDES	
En pulgadas inglesas	En milímetros	En millas	En metros
25	657,5	1	1,609
20	508,0	2	3,215
17	431,7	3	4,827
14	355,6	4	6,436
11	279,4	5	8,045
4	101,6	10	16,090
2	50,8	15	24,135
1	25,4	20	32,180

Hemos visto que la mayor altitud á que Glaisher llegó en uno de sus viajes aéreos, fué de unos 8,800 metros; el barómetro marcaba entónces 252 milímetros.

Los arriesgados navegantes que se entregan

á merced de un globo, no siempre tienen en las altas regiones la sangre fria necesaria para hacer observaciones exactas; además, la lectura del barómetro no deja más rastro que los que ellos mismos trazan en su libro de apuntes. Por esto es conveniente tener en tales casos un medio de comprobacion que ponga el resultado á cubierto de toda duda. Consíguese esto, valiéndose de *barómetros-testigos*. Véase los que discurrió M. Janssen y que sirvieron en las ascensiones á grande altura del globo el *Zenit*, tripulado primero por Croce-Spinelli y Sivel, y despues por estos animosos exploradores acompañados de M. Tissandier en su memorable y funesta ascension de abril de 1875. En la interesante obra de M. Tissandier, titulada *Historia de mis ascensiones*, encontramos la descripcion y el dibujo de dichos barómetros:

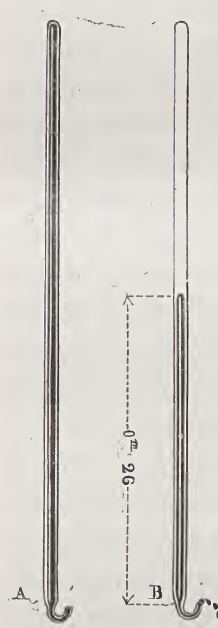


Fig. 34. — Barómetros testigos de M. Janssen

«La figura 34 representa uno de estos tubos; es grueso, largo y encorvado en la parte inferior, cuya abertura es capilar. Su longitud es de 0m,50 y su diámetro interior de 1 á 2 milímetros. El tubo A está lleno de mercurio al remontarse el globo; cuando llega á las regiones superiores, allí donde la presion no llega á 50 centímetros, el mercurio baja y sale por la abertura capilar inferior. Si se llega á la presion de 26 por ejemplo, el mercurio bajará como se ve en B. La cantidad de mercurio que queda en el tubo al regresar marcará la presion *mínima*.

No hay para qué decir que la capilaridad interior es tal, que los choques no pueden hacer salir el mercurio, y que los tubos que llevan los aeronautas se embalan con cuidado, metiéndolos en una caja cerrada y sellada, cuya autenticidad se debe reconocer al bajar á tierra.» Dos de los muchos tubos preparados con la ayuda de Berthellot, Jamin y Hervé-Mangon, tuvieron una marcha regular y marcaron como presion mínima de 264 á 262 milímetros, indicando una cifra comprendida entre 8540 y 8600 metros, como la altura mayor á que se habia llegado.

III

MEDICION DE ALTURAS POR EL PUNTO DE EBULLICION DEL AGUA.—HIPSÓMETRO

Al remontarse á la atmósfera, no se conoce solamente la disminucion de la presion por el descenso del mercurio en el tubo barométrico. Hemos visto que tambien produce el efecto de anticipar el punto de ebullicion del agua, de suerte que un termómetro metido en un vapor de agua cualquiera marca en el momento de sobrevenir dicha ebullicion una temperatura inferior á 100° (pues esta, segun se recordará, supone una presion de 760°), y tanto más baja cuanto á mayor altitud se halle el lugar en que se nota el fenómeno. La mayor tension que corresponde á esta temperatura es precisamente igual á la presion atmosférica en el punto en que se hace la observacion. Como hay tablas de las tensiones del vapor de agua á todas las temperaturas, se podrá averiguar por ellas la presion, sin necesidad de consultar el barómetro.

Wollaston fué el primero que, á causa de la dificultad de trasportar el barómetro de mercurio, propuso sustituir este instrumento con el termómetro y observar la temperatura de la ebullicion del agua. Dáse el nombre de *hipsómetros* á los aparatos construidos con este objeto especial: el que representa la fig. 35 es el de Régnault. Como se ve, se compone de una pequeña caldera cilindro-esférica, que contiene el agua que se ha de hervir, para lo cual basta una lámpara de alcohol. Sobre la caldera hay un tubo dividido en partes que entran unas en otras como las de los anteojos, y dentro del cual se pone el termómetro, cuyos depósito y tubo quedan de este modo sumergidos en el vapor del agua hirviente (1). Como una varia-

(1) Al dar cuenta el ilustre físico de las observaciones hipsométricas hechas por Izarn en 1844 en los Pirineos, demuestra que para la medicion de alturas se puede emplear con toda confianza la tabla de las fuerzas elásticas del vapor de agua calculada por él. «Este método, dice, ofrece grandes ventajas sobre el uso del barómetro al viajero que recorre países escabrosos, por cuanto puede obtener resultados muy exactos con un aparato de reducidas dimensiones y que no le causa molestia alguna. En efecto, el aparato facilitado á Izarn, reducido á sus menores dimensiones con sus tubos reentrantes, no pasaba de 16 centímetros de altura; desplegado, llegaba á 35.

Bravais y Martins observaron el punto de ebullicion del agua cuando su ascension al monte Blanco en 29 de agosto de 1844, y calcularon

cion de un décimo de grado, cuando se llega cerca de los 100°, corresponde á una diferencia de $2^{mm},7$ en la presion, los termómetros de que se hace uso deben ser muy sensibles. Se han formado tablas especiales para estas variaciones, y en ellas se puede encontrar la presion correspondiente; restando tan sólo en este caso apelar á la fórmula de Laplace para deducir la altura del lugar. Tambien se recurre á tablas *hipsométricas* que dan las altitudes aproximadas correspondientes á las temperaturas de ebullicion observadas, despues de lo cual se hacen las correcciones relativas á la temperatura del aire y á la latitud del lugar, exactamente como para las observaciones barométricas.

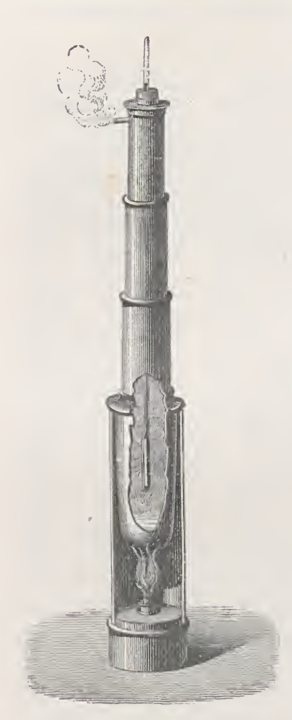


Fig. 35.—Hipsómetro de Regnault

Para terminar este artículo, volvamos á ocuparnos de la reduccion de las observaciones barométricas al nivel del mar, problema que, segun hemos dicho, es inverso del de la medicion de altitudes. En efecto, si nos referimos á la fórmula de Laplace, se comprenderá que en el caso en que la altitud de la estacion donde se observa sea conocida, ó se haya calculado préviamente, servirá para conocer la altura barométrica al nivel del mar, considerada como incógnita. Procediendo de este modo se ha podido calcular las tablas de reduccion de las que hemos dado una muestra.

Conocemos ya los instrumentos con que se mide la presion atmosférica, el modo de observar y las correcciones que se han de hacer en las indicaciones barométricas. Veamos ahora cómo han servido estas observaciones acumuladas para descubrir las leyes de variacion de dicha presion en la superficie del globo terráqueo segun las circunstancias variables de los tiempos ó de los lugares.

la presion correspondiente. Hé aquí las cifras obtenidas á varias altitudes y en la cumbre, con algunos dias de intervalo:

	Temperatura de ebullicion	Presion calculada	Presion observada
Cumbre del monte Blanco.	84°,396	422mm,86	423mm,74
Gran Meseta.	87°,565	478 ,39	478 ,39
Grands Mulets.	90°,171	529 ,69	528 ,88
Chamounix.	96°,713	673 ,99	674 ,92

IV

VARIACIONES PERIÓDICAS DE LA PRESION DE LA ATMÓSFERA.—VARIACION DIURNA

Los barómetros de cuadrante, ya sean de mercurio ó bien aneroides, los que podríamos llamar *barómetros populares* áun cuando se valgan de ellos con frecuencia los observadores de profesion, suelen tener en el cuadrante. además de las divisiones que marcan los milímetros y que miden la presion, otras indicaciones del estado del tiempo formuladas de este modo: *buen tiempo fijo*, *buen tiempo*, *variable*, *lluvia*, *tempestad*, etc. Más adelante veremos hasta qué punto se puede confiar en la exactitud de estas predicciones del tiempo y cómo se deben interpretar por tal concepto las variaciones de presion que marca la aguja al recorrer las divisiones del cuadrante barométrico. Lo cierto es que estas variaciones acompañan á menudo ó preceden á los cambios que ocurren en el tiempo meteorológico del lugar, que son tan irregulares como estos cambios y que al parecer no obedecen á ninguna ley de periodicidad. En los climas de la zona templada especialmente, en donde la columna barométrica oscila de continuo entre límites bastante dilatados, quizás hubiera sido difícil desentrañar la ley de las variaciones diurnas, cuando por el contrario se la ha reconocido fácilmente entre los trópicos, donde la marcha del barómetro ofrece gran regularidad.

Véase cómo varía, por lo general, la presion barométrica en un lugar situado cerca del ecuador y en el intervalo de un dia. Entre 8 y 10 de la mañana, el mercurio, que va subiendo progresivamente desde las 4, llega á su máximum de altura para volver á bajar poco á poco hasta eso de las 4 de la tarde, llegando á su altura mínima entre 3 y 4. A partir de este momento sube de nuevo hasta las 10 ó las 11 de la noche á cuya hora alcanza un segundo máximum, y luégo baja otra vez durante la noche hasta las 4 de la madrugada, momento

del segundo máximum. Hay que advertir que el máximum de las 10 á las 11 de la noche no es por lo regular tan alto como el de las 9 de la mañana, y que tampoco baja el mercurio á las 4 de la madrugada tanto como el mínimum de igual hora de la tarde.

Esta doble oscilacion que, segun veremos, se observa en todas las latitudes, es tan constante, tan marcada y tan regular en las regiones tropicales, que con razon ha podido decirse que la observacion del barómetro podria suplir la falta de relojes y marcar la hora con suficiente exactitud (aserto controvertido á la verdad por algunos observadores) (1).

Sin embargo, los primeros físicos que observaron el barómetro en el ecuador no echaron de ver la *variacion barométrica diurna*. Presumida ya en 1666 por Beale, no fué descubierta hasta 1722 en Surinam (Guayana holandesa), por un observador cuyo nombre se ignora (2), comprobada en 1740 en Chandernagor por Boudier; en 1741 en las Cordilleras por La Condamine y Bouguer que atribuyeron su descubrimiento á Godin; en la Martinica en 1751 por Teobaldo de Chanvalon, y en 1761 en Santa Fe de Bogotá por Mutis. Otros muchos físicos observaron la variacion diurna en varios puntos del globo; pero á Humboldt (1799) se deben las primeras observaciones exactas de la columna barométrica. Digamos de paso que si trascurrió medio siglo entre el descubrimiento de la variacion y las observaciones del ilustre autor del *Cosmos* en Cumaná, fué porque todavía no se habia dotado al barómetro de los perfeccionamientos que más adelante facilitaron tanto su uso á los viajeros; pues á mediados del siglo XVIII todavía se hacian las observaciones como en tiempo de Torricelli, es decir, llenando de mercurio el tubo en el momento de servirse de él.

Las investigaciones de Humboldt llamaron por fin la atencion de los físicos sobre un fenómeno tan notable, y la ley descubierta con respecto á las regiones inmediatas al ecuador, lo fué asimismo relativamente á las de la zona templada, por Swinden en Holanda, por Ramond en Clermont-Ferrand y por Hallstroem en Abo. Kaemtz contribuyó de 1827 á 1837 en Halle, por medio de una serie de observaciones hechas de hora en hora, desde las 6 de la mañana á las 10 de la noche, á establecer todas las circunstancias del fenómeno.

La comparacion de todas las observaciones ha demostrado que si la amplitud de las oscilaciones diurnas varía con la posicion geográfica ó la latitud de los lugares, esta posicion no ejerce al parecer influencia alguna en las horas de las maxima y de las minima de la noche ó del dia, es decir, en lo que se llama *horas trópicas*. Pero estas horas varían sensiblemente en un mismo lugar con las estaciones, y la amplitud de las oscilaciones disminuye cuando el observador se eleva á mayor altura siguiendo la vertical, ó cuando la altitud del barómetro aumenta. Entremos acerca de estos puntos en algunos detalles.

Hablemos ante todo de la *amplitud* de las observaciones diurnas. Entiéndese por tal amplitud la diferencia que media entre las maxima y las minima de la altura barométrica en un período diurno, diferencia que se calcula de muchos modos. Humboldt consideraba únicamente el máximum de las 9 á las 10 de la mañana y el mínimum de las 3 á las 4 de la tarde. Otros toman el máximum más alto y deducen de él el mínimum más bajo. En concepto de Kaemtz, ambos métodos son inexactos, y llama *oscilacion diurna* á la diferencia entre el promedio de las maxima de la mañana y de la noche y el de las minima (3). Entiéndese que, en todos los casos, no se trata de la amplitud de un solo dia, sino de la que puede deducirse

(1) El estudio de estas variaciones ha sido largo tiempo para mí objeto de observaciones asiduas de dia y de noche, dice Humboldt. Es tanta su regularidad, que á la simple inspeccion del barómetro se puede averiguar la hora, sobre todo de dia, sin temor de equivocarse en más de 14 á 17 minutos por término medio; y tan permanente, que no la perturban los temporales, ni las tormentas, ni la lluvia, ni los terremotos, persistiendo lo mismo en las cálidas regiones del litoral del Nuevo Mundo, que en las mesetas de más de 4,000 metros de altura, en donde la temperatura media baja hasta 7°. (*Cosmos*, I.)

(2) M. Boussingault, de quien tomamos parte de la historia de este descubrimiento, cita en su Memoria el extracto siguiente de una carta fechada en Surinam el año 1722: «El mercurio sube aquí todos los dias con regularidad desde las 9 de la mañana hasta eso de las 11, y despues baja hasta las 2 ó las 3 de la tarde, volviendo luégo poco á poco á su primera altura. Durante todos estos cambios no varía más que de media línea á tres cuartos de línea (de $1^{mm},13$ á $1^{mm},69$).»

(3) Un ejemplo hará comprender la diferencia de estos métodos. En Abo, las maxima de la mañana y de la tarde son respectivamente $759^{mm},32$ y $759^{mm},47$; las minima $759^{mm},03$ y $759^{mm},25$. El primer método da $0^{mm},29$ para la amplitud de la variacion diurna, el segundo $0^{mm},44$ y el tercero $0^{mm},255$. M. Boussingault ha deducido en la Guayra $760^{mm},50$ y $759^{mm},98$ para las maxima, $758^{mm},05$ y $758^{mm},68$ para las minima. Segun los dos primeros métodos, la oscilacion diurna es igual á $2^{mm},45$, y segun el de Kaemtz á $2^{mm},375$.

de un crecido número de observaciones hechas en el mismo lugar.

La comparacion de los resultados obtenidos por muchos observadores ha probado del modo más evidente que cerca del ecuador es donde la amplitud de las oscilaciones diurnas es mayor que en ninguna parte. Desde el ecuador va disminuyendo hácia los polos, y es nula entre los 60° y 75° de latitud, esto es, hácia el círculo polar. Kaemtz ha reducido al nivel del mar las variaciones diurnas observadas desde el ecuador hasta los 60° de latitud Norte; la

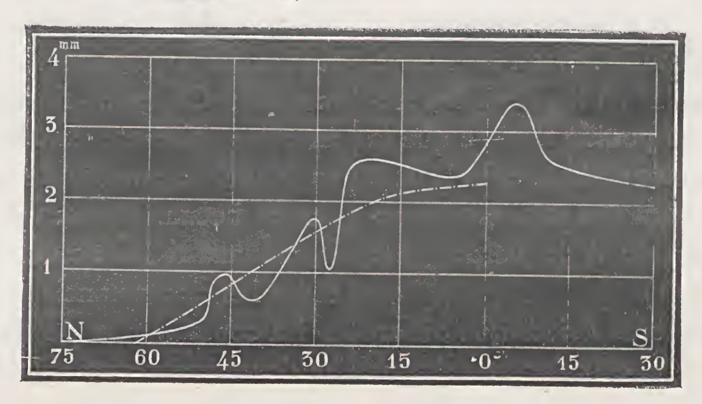


Fig. 36.—Variacion de la oscilacion diurna con la latitud

ley que resulta de la discusion de estos datos está representada en la curva puntuada de la figura 36. La otra curva representa las oscilaciones diurnas observadas en quince puntos diferentes, situados unos en las regiones tropicales, otros en latitudes comprendidas entre los 22° S. y los 74° N., pero no están reducidas al nivel del mar y se advierte en ellas la influencia de la altitud. Si se consideran dos lugares vecinos, como Paris y Bruselas, cuya latitud sólo difiere en 2 grados, llamará la atencion la regularidad de la variacion diurna así como la similitud de las curvas que la representan (figura 37), y se verá además que la amplitud es algo menor en Bruselas que en Paris, por estar esta última poblacion más inmediata al ecuador, lo cual es una confirmacion de la ley.

Segun Kaemtz, el valor medio de la oscilacion diurna es de $2^{mm},28$ en el mismo ecuador; pero el de la amplitud excede mucho de esta cifra, como lo prueban especialmente las observaciones de Boussingault efectuadas á diferentes altitudes entre los 10° de latitud Norte y los 5° de latitud Sur. Dicho físico vió en 1832 que eran de $3^{mm},46$ en el puerto de Payta al nivel del mar, de $4^{mm},20$ en Cartago (valle del Cauca), á 978 metros de altitud, y de $4^{mm},40$ en Antioquía, á 629 metros. Lœvy ha deducido en Honda un valor de $4^{mm},75$ como oscilacion diurna, más del doble del promedio admitido por Kaemtz al nivel del mar y en el ecuador.

Más allá del círculo polar es negativa, á juzgar por las observaciones de Parry, lo que equivale á decir que hay interversion entre las maxima y las minima de la mañana y de la tarde. Con todo, en Bossekop (70° de latitud), Bravais observó solamente un retraso de dos

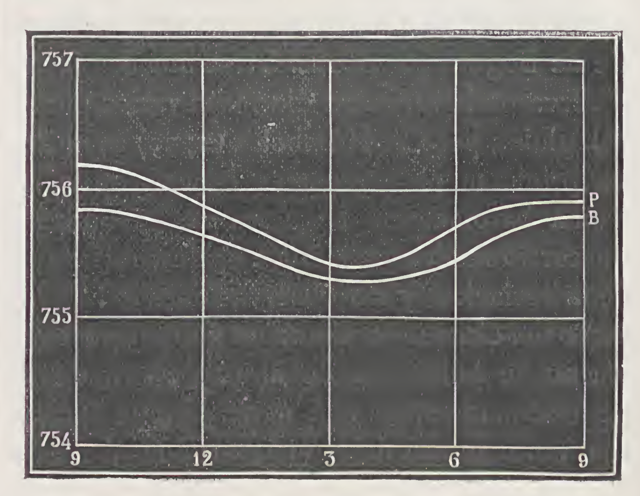


Fig. 37.—Oscilacion diurna en Paris y en Bruselas (de 9^h m. á 9^h m.)

horas, con una amplitud que apénas llegaba á $0^{mm},3$.

Si en lugar de marchar en el sentido de los meridianos, ó sea del ecuador al polo, el observador trasporta su barómetro á altitudes progresivamente mayores, comprueba una ley muy semejante: la oscilacion diurna va disminuyendo con la altura. Las curvas de la figura 40, trazadas en vista de dos series de observaciones horarias correspondientes hechas por Kaemtz, la primera en Zurich y en el Righi, y

la segunda tambien en Zurich y en el Faulhorn, confirman esta segunda ley de la disminucion de la amplitud con la altura. Como se ve, la curva Z (Zurich) sigue casi las mismas inflexiones que la curva R (Righi). Sin embargo, las horas trópicas no son las mismas. Las lineas Z′ y F representan tambien la marcha diurna de las columnas barométricas para la segunda serie de observaciones hechas simultáneamente en Zurich y en el Faulhorn, y dan lugar á una apreciacion análoga. Por lo que hace á la amplitud, es decir, á la diferencia entre los promedios de las maxima y de las minima, hé aquí lo que dice Kaemtz: «En Zurich, la diferencia entre las maxima y las minima medias es de 0mm,644; en el Righi es tan sólo de 0mm,237. Otras observaciones simultáneas hechas en Ginebra y en Zurich dan para la oscilacion media diurna 0mm,897, al paso que en el Faulhorn la diferencia correspondiente no

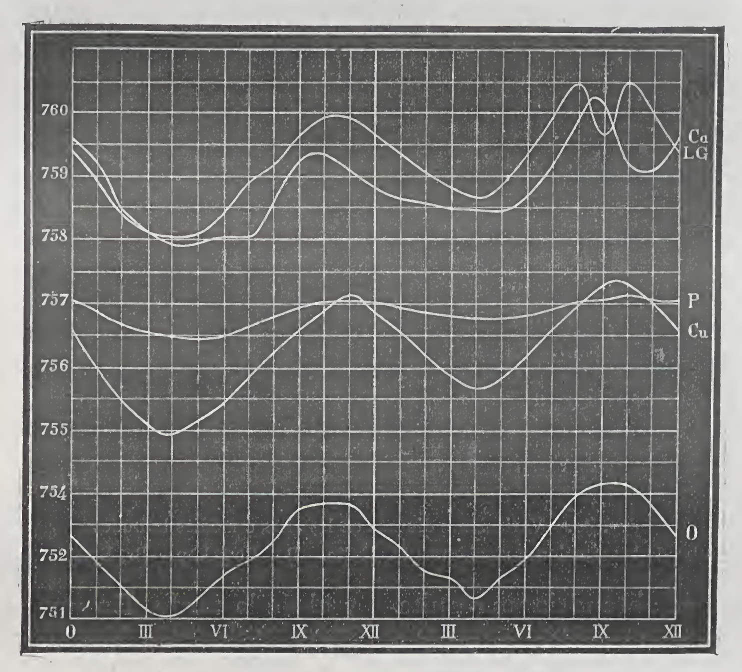


Fig. 38.—Variaciones diurnas en las regiones intertropicales
Las curvas de esta figura se refieren á las estaciones siguientes: O, Grande Océano.—Cu, Cumaná.—P, Padua.—LG, La Guayra.—Ca, Calcuta

era más que de 0mm,268 (1). Así pues, la oscilacion diurna debe ser nula á cierta elevacion sobre el nivel del mar.»

Los números que acabamos de reproducir relativamente á la estacion de Zurich hacen ver que la oscilacion varia en un mismo lugar segun la época de la observacion. Las estaciones ejercen en ella una influencia marcada, segun lo comprobó Ramond por primera vez. En los trópicos y especialmente en la India es menor durante la estacion de las lluvias que en el resto del año. En nuestros climas llega á su máximum en verano, bajando al mínimum en los meses de invierno. Así se advierte examinando la fig. 41 que da los promedios mensuales de la amplitud en Milan y en Halle, deducidos de numerosas observaciones. El mínimum ocurre en diciembre en ambas ciudades; el máximum del verano ocurre en junio y julio en Milan y en agosto en Halle.

Considerando las curvas de las figuras 38 á 40 que indican la presion, á todas las horas del dia, á partir de 0h ó medio dia hasta el medio dia siguiente, no tan sólo se pueden comparar las amplitudes de las oscilaciones segun las altitudes y las latitudes de los lugares de observacion, sino que tambien facilitan la comparacion de las horas de las dos maxima y de las dos minima. Hemos dicho que cuando se averiguan estas horas, no ya en virtud de una ó de muchas observaciones aisladas, sino tomando el promedio de un gran número de ellas, eran casi constantes entre los trópicos. Pero no son las mismas en todos los países, y además, en un mismo lugar varian al tenor de las estaciones. La ley de esta variacion es bastante regular,

(1) La relacion de la oscilacion diurna en el Righi comparada con la de Zurich es 0,37 próximamente, miéntras que la misma relacion para el Faulhorn es solamente 0,30. La altitud del primero es de 1800 metros, y la del segundo de 2680.

conforme se puede juzgar considerando la fig. 42, que da las *horas trópicas* de Halle para cada mes del año. Fácilmente se ve que si se toma por duracion del período diurno el intervalo que separa el máximum de la mañana del máximum de la tarde, esta duracion va aumentando del solsticio de invierno al de verano para disminuir en seguida en sentido precisamente contrario; y que se obtendria un resultado casi semejante si se tomaran los intervalos comprendidos entre el mínimum de la mañana y el de la tarde. En una palabra, las horas trópicas siguen en sus variaciones poco más ó ménos las de la salida y la puesta del Sol. Con objeto de hacer bien clara y evidente esta ley, hemos trazado en la misma figura las curvas puntuadas que representan las horas en que el Sol se pone ó sale todos los meses, á la latitud de Halle. Así pues, como dice Kaemtz, «la influencia de las estaciones es muy marcada; en invierno, el barómetro llega á eso de las 3 á su punto más bajo; pero en verano baja lo ménos

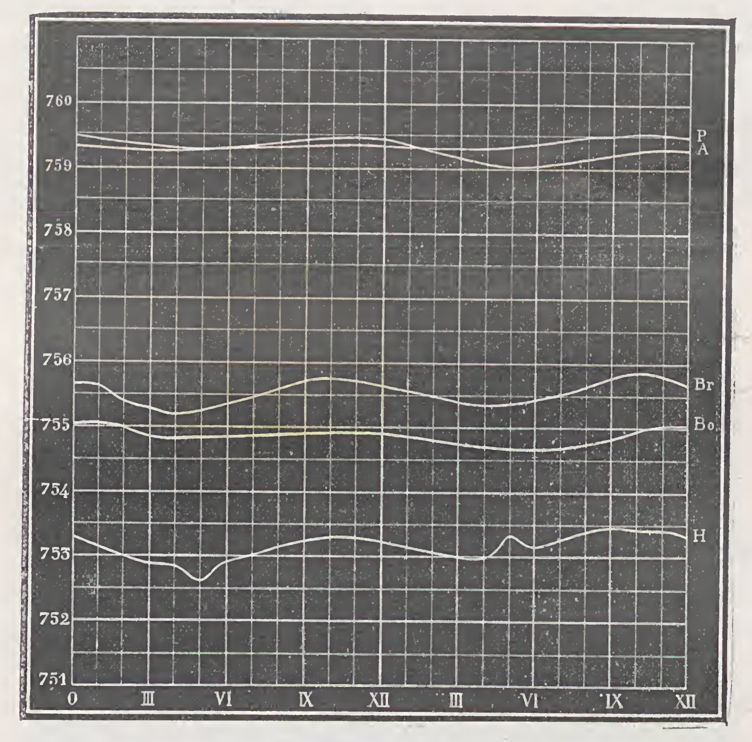


Fig. 39.—Variaciones diurnas en las altas ó medias latitudes

Las curvas de esta figura son las de las estaciones siguientes: H, Halle.—Bo, Bossekop.—Br, Bruselas.—A, Abo.—P, Petersburgo

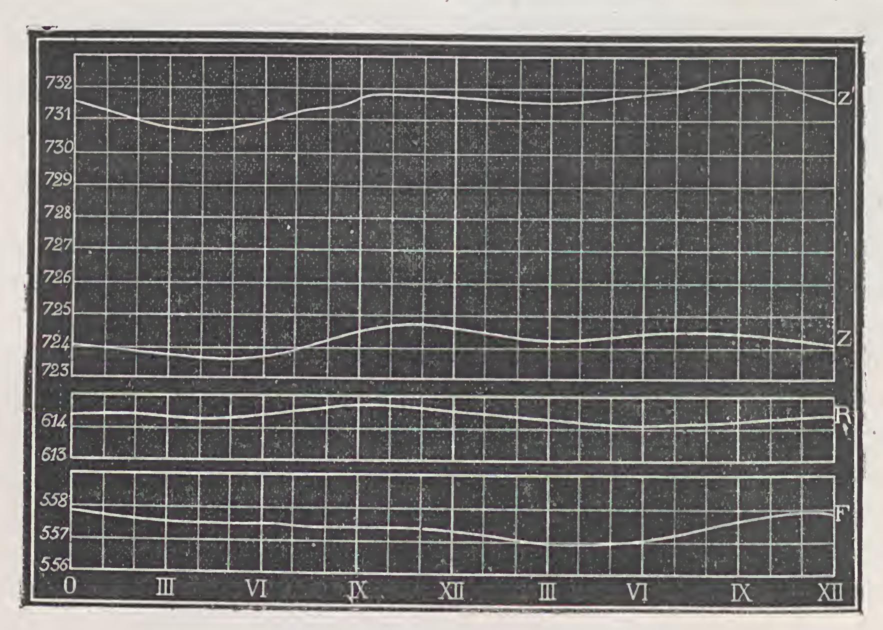


Fig. 40.—Amplitud de la oscilacion diurna á diferentes altitudes

hasta las 5. En resúmen, *durante el invierno los momentos trópicos ocurren unas dos horas más cerca de medio dia que en verano; y por consi-*

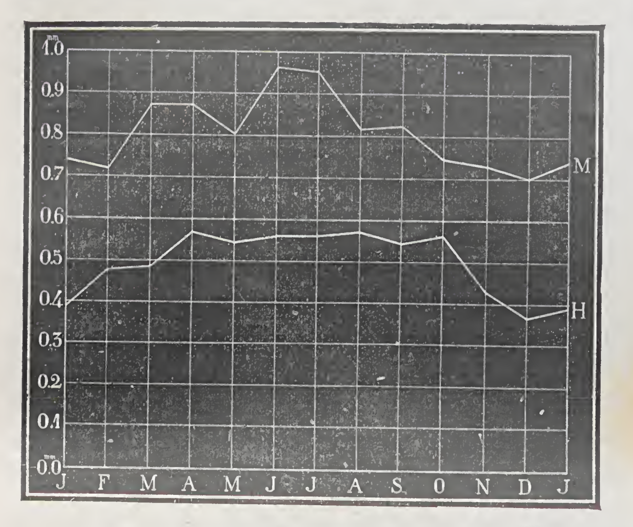


Fig. 41.—Variaciones mensuales de la oscilacion diurna. Influencia de las estaciones

guiente más tarde por la mañana y más temprano por la tarde.»

Comparando Quetelet del mismo modo las observaciones barométricas horarias hechas en

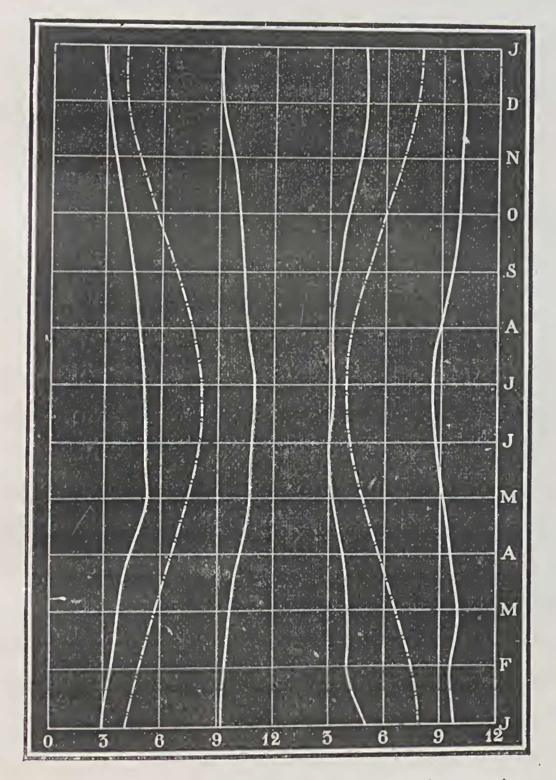


Fig. 42. — Variacion de las horas trópicas segun las estaciones. Curvas que representan las horas de las maxima y las minima barométricas diurnas en Halle, en todos los meses.

Bruselas de 1842 á 1847, dedujo lo mismo, salvo ciertas diferencias de horas que parecen puramente locales. En su concepto, el primer mínimum varía más de dos horas entre los dos solsticios; y en efecto precede 8 horas 30 minutos al medio dia en junio, y sólo 6 horas 22 minutos en diciembre. La diferencia del primer máximum es tambien ostensible; este término extremo tiene lugar á las 10 y 50 minutos de la mañana en febrero y á las 8 y 40 en junio. La época del segundo máximum varía entre límites más apartados todavía, por cuanto se presenta á las 2 y 15 minutos de la tarde en enero y á las 5 y 30 en junio; intervalo que es de tres horas y cuarto.» El espacio que trascurre entre el máximum de la mañana y el mínimum de la tarde varía de sencillo á doble de enero á junio.

En resúmen, las horas trópicas de la variacion barométrica diurna parecen tener conexion en sus cambios con la presencia más ó ménos prolongada del sol sobre el horizonte.

V

PRESION BAROMÉTRICA MEDIA: SUS VARIACIONES

Hemos dado principio al estudio de la presion atmosférica por las variaciones que presenta en el intervalo de un dia, variaciones que en realidad son poco latas. Estas pequeñas oscilaciones regulares son á los cambios accidentales de la columna barométrica lo que las arrugas de un mar tranquilo á las olas de un mar agitado. Pero subsisten en medio de los más bruscos movimientos de las curvas atmosféricas, de las oscilaciones más irregulares del nivel del mercurio, y en fin durante las borrascas más violentas y los temporales más terribles. Fácil es convencerse de ello examinando las curvas trazadas por los barómetros anotadores durante un período de algunos dias, por ejemplo, de una semana. Cada fraccion diurna de una de estas curvas lleva la huella de las maxima y de las minima cotidianas, áun cuando la columna de mercurio esté sujeta á fluctuaciones mucho mayores.

Trátase ahora de saber si la presion atmosférica está ó no sujeta á variaciones de mayor período, si cambia de un año á otro en un mismo lugar, ó en el decurso de un año, con las estaciones ó los meses, y si depende de la posicion geográfica ó de la latitud de los lugares. Sabemos ya que depende de la altitud ó de la altura á que se observa el barómetro sobre el

nivel del mar; y la razon de esta dependencia es muy sencilla, dado que, cuando la altura cambia, el espesor y la densidad de las capas atmosféricas que sobre ella pesan cambian á la vez necesariamente.

Empecemos por explicar qué es lo que se entiende por presion barométrica de una estacion ó punto dado. Puesto que la altura de la columna mercurial cambia de continuo, trátase sin duda alguna de la presion media durante todo el período que se considera. Para conocerla, se averigua primero la presion media de cada dia; tomando el promedio de todas las presiones medias de los dias de un mes, se tiene el promedio de un mes ó *mensual*. El del año se obtendrá tomando el de las presiones de los diferentes dias del año ó bien presiones mensuales. Como se ve, no es más que cuestion de cálculo, pero cálculo muy sencillo, aunque á menudo bastante largo, y que se refiere á la averiguacion de la presion media diurna.

Si fuese menester hacer cada dia un gran número de observaciones barométricas, de hora en hora por ejemplo, la tarea seria tanto más prolija cuanto que cada observacion requiere, segun hemos visto, muchas correcciones. Por fortuna, se ha podido conocer la presion media del dia limitándose á hacer observaciones de tres en tres horas, y hasta de ocho en ocho. Si se trata de las primeras, se elige la serie de horas siguientes: 6 y 9 de la mañana, 12, 3 y 6 de la tarde y 9 y 12 de la noche, ó tambien: 4, 7 y 10 de la mañana, 1, 4, 7 y 10 de la tarde y noche. Se obtiene la altura barométrica media con bastante aproximacion observando tres veces al dia, á las 6 de la mañana, á la 1 de la tarde y á las 9 de la noche. Finalmente, en último resultado pueden bastar dos observaciones, con tal de hacerlas á la hora del máximum de la mañana y á la del mínimum de la noche ó sea á las 9 de la mañana y á igual hora de la noche en nuestros climas. «El barómetro llega á su altura media, dice Kaemtz, á eso de medio dia, y por lo regular entre 12 y 1 de la tarde; el momento exacto varía segun las estaciones.»

Cuanto mayor es el número de dias de observacion, mayor lo es tambien el de años cuya presion media se ha calculado para un lugar dado, y más exento de variaciones accidentales, de las causas de perturbacion que proceden del tiempo, de las estaciones, etc., estará el resultado obtenido. Pero este resultado sufrirá siempre la influencia del relieve del suelo. De suerte que si se quieren comparar entre sí las presiones barométricas medias de las diferentes regiones del globo, habrá ante todo que reducirlas al nivel del mar, y corregir en ellas las variaciones de la intensidad de la gravedad segun la latitud. Las investigaciones hechas acerca de este punto por varios sabios, como Humboldt, J. Herschel, Schouw, Erman, etc., han demostrado que la presion de la atmósfera es generalmente menor entre los trópicos que en las zonas templadas; pero que si se avanza en seguida hácia las zonas polares, se observa una variacion inversa y la presion va disminuyendo á medida que aumenta la latitud. Creyóse en otro tiempo que la presion era igual por todo el globo, en una misma capa de nivel, y más especialmente que esta capa caracterizaba el nivel del Océano. Basábase esta opinion, no en observaciones positivas, sino en ideas teóricas sobre la existencia de un estado medio de equilibrio entre las capas de la atmósfera, cualquiera que fuese la latitud. Las observaciones recogidas y discutidas han demostrado que el supuesto equilibrio no existe; que si, como dice Kaemtz, «las oscilaciones ocasionadas por los cambios de tiempo acaban por compensarse en nuestras latitudes, no sucede lo mismo entre zonas diferentes; como lo prueba la existencia de los vientos permanentes, de los alisios junto al ecuador y de los vientos de Oeste en las altas latitudes.

Segun Erman, la presion media de la atmósfera depende de la longitud lo mismo que de la latitud. Este físico hizo cuatro viajes marítimos siguiendo distintos meridianos, durante los cuales exploró todo el espacio comprendido entre los paralelos 55 N. y 58 S. reconociendo que desde esta última latitud hasta los 25°, es decir hasta el límite de los vientos alisios, las presiones van aumentando sensiblemente. Desde allí decrecen con regularidad hasta el ecuador, pero crecen de nuevo hasta el límite boreal de los vientos alisios. La diferencia de presion llega por una y otra parte á 4 milímetros: hay pues un mínimum en el ecuador y dos maxima, una al Norte y otra al Sur. Dirigiéndose desde los 25° hácia uno ú otro polo, la presion dismi-

nuye, pero más rápidamente que en la zona de los vientos alisios. Esta disminucion, dice Erman, «es tal que las diferencias de las presiones medias en las costas del Kamtchatka y en el cabo de Hornos son respectivamente 12mm,86 y 12mm,18 menores que la presion máximum del Grande Océano.» Por último, la presion media de la atmósfera depende en segundo lugar de la longitud. A la latitud igual, Erman ha visto que era 3mm,5 mayor en el Océano Atlántico que en el Pacífico. Más adelante veremos á qué causa se atribuyen estas variaciones, que subsisten cuando se elimina la influencia de la tension del vapor de agua en la presion.

Hé aquí algunos números que demuestran la variacion que sufre con la latitud la presion barométrica media, reducida á 0° y al nivel del mar:

Lugares	Latitud	Presion barométrica
El Cabo..	33°55′ S	762,20
Rio Janeiro.. . . .	22°54′ S	762,65
Christiansborg.. . .	55°30′ N	758,16
La Guayra.	10°.7′ N	758,32
Santhómas.	18°20′ N	758,95
Macao.	22°11′ N	761,91
Madera.	33°28′ N	764,34
Nápoles..	40°51′ N	762,06
Paris..	48°50′ N	761,68
Danzig.	54°21′ N	760,76
Apenrade.	55° 3′ N	760,71
Bergen.	60°24′ N	758,00
Reykiavik.	64° 8′ N	753,20

«Se puede admitir por término medio, dice Kaemtz, que á orillas del mar, la presion atmosférica es de 761mm,35.»

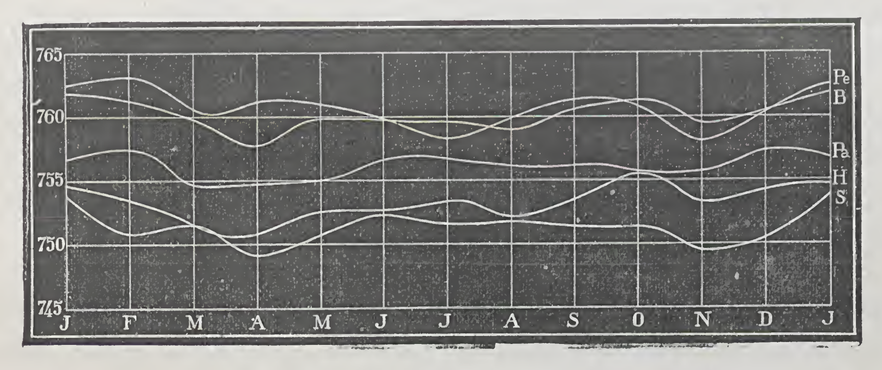


Fig. 43.—Alturas medias mensuales del barómetro. Latitudes medias

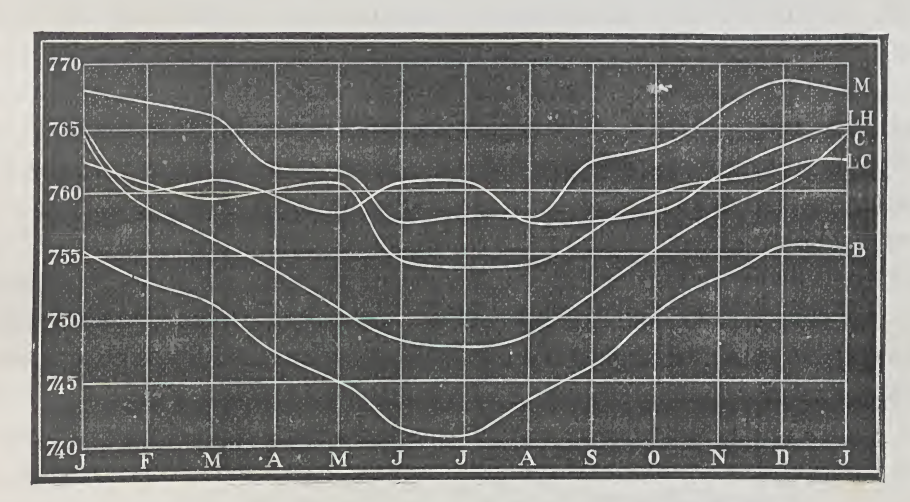


Fig. 44.—Alturas medias mensuales del barómetro en las bajas latitudes

Si es interesante conocer la distribucion de la presion atmosférica en las diferentes regiones del globo, no lo es ménos el saber cómo varía durante el curso del año lo cual es fácil comparando las presiones de los diferentes meses. Las figuras 43 y 44 nos proporcionarán los elementos de esta comparacion.

La primera da la curva de las presiones mensuales medias en cinco estaciones de la zona templada, comprendidas entre los paralelos 48 y 60: S, es Strasburgo; H, Halle; Pa, Paris; B, Berlin, y P, Petersburgo. En la segunda están figuradas las mismas curvas para cinco estaciones cuya latitud es tropical (de los 22° á los 30°), á saber; B, Benarés; C, Calcuta, LC, El Cairo; LH, La Habana, y M, Macao.

En estas diez estaciones el barómetro llega á su mayor altura mensual cerca del solsticio de invierno, es decir en las épocas en que la temperatura es precisamente más baja. El mínimum barométrico corresponde á los meses más calurosos, hácia el solsticio de verano. En términos generales, el barómetro está más alto en invierno que en verano. Pero la ley aparece más marcada en las bajas latitudes que en los países de la zona templada, siendo en ellos mucho mayor la diferencia entre el máximum y el mínimum. Así lo demuestran claramente los números del siguiente cuadro:

	NOMBRES DE LOS LUGARES	LATITUDES BOREALES	EPOCAS Y VALORES DEL MÁXIMUM		EPOCAS Y VALORES DEL MÍNIMUM		DIFERENCIAS
				mm		mm	mm
ZONA TEMPLADA	San Petersburgo.	59°56′	Febrero. . .	763,10	Julio. . . .	758,25	4,85
					Octubre. . .	758,05	5,05
	Berlin.	52°30′	Enero. . . .	761,91	Agosto.. . .	759,02	2,89
					Abril. . . .	757,82	4,09
	Halle..	51°29′	Enero. . . .	754,64	Agosto.. . .	752,18	2,46
					Abril. . . .	750,98	3,66
	Paris.	48°50′	Febrero. . .	757,40	Marzo. . . .	754,75	2,65
					Mayo. . . .	755,00	2,40
	Strasburgo.	48°34′	Enero. . . .	753,09	Abril. . . .	749,10	4,80
					Noviembre. .	749,50	4,40
ZONA TROPICAL	Calcuta.	22°33′	Enero. . . .	764,57	Julio. . . .	747,54	17,03
	Macao.	23° »	Diciembre. .	768,65	Junio. . . .	757,31	11,34
	La Habana..	23°9′	Enero. . . .	765,24	Mayo. . . .	758,19	7,05
					Agosto.. . .	757,33	7,91
	Benarés.	25°18′	Diciembre. .	755,57	Julio. . . .	740,65	14,92
	El Cairo..	30°2′	Enero. . . .	762,40	Julio. . . .	753,90	8,50

En la Habana, así como en las estaciones de la zona templada, se observa un doble período, probablemente originado por perturbaciones locales. En Berlin, Halle, Paris y Strasburgo, es probable que el segundo mínimum que se observa en marzo ó abril proceda de la influencia de los temporales tan frecuentes en aquellas regiones y en dichos dos meses.

Las investigaciones de A. Poey, basadas en numerosas observaciones horarias hechas dia y noche en la Habana, en largas series intertropicales y en las observaciones barométricas de varias regiones del globo, confirman la ley anterior relativamente á los dos hemisferios. «Las presiones bajas, dice, siguen exactamente la marcha del Sol, miéntras que las altas siguen una marcha opuesta á la de dicho astro. Pero es preciso eliminar las influencias orográficas é higrométricas y la accion de los vientos y de las perturbaciones locales. En el hemisferio boreal el máximum de presion coincide en el mes de enero con la mayor declinacion austral del Sol en el solsticio de invierno, cuando este astro está en el trópico de Capricornio. Por el contrario, el mínimum de presion coincide en el mes de junio con la mayor declinacion boreal en el solsticio de verano, cuando el sol está en el trópico de Cáncer. En el hemisferio austral sucede exactamente lo contrario: el máximum de presion cae en junio y el mínimum en enero.» En el ecuador ocurre el mínimum en los equinoccios, y entónces la presion atmosférica está repartida con más uniformidad en la superficie de la Tierra.

M. Quetelet ha hecho patente de otro modo la relacion que existe entre las presiones medias mensuales y la declinacion del Sol. Ha estudiado las variaciones barométricas en sus relaciones con los extremos de temperatura y reconocido que la presion máximum coincide generalmente cada mes con la temperatura más baja, y la presion mínimum con la más alta. Las observaciones hechas en Bruselas por espacio de quince años, de 1833 á 1847, le dieron $753^{mm},11$ como altura media del barómetro durante las maxima de temperatura y $759^{mm},54$ durante las minima. De suerte, dice, «en igualdad de circunstancias, el mercurio queda de 5 á 6 milímetros más bajo en tiempo caluroso que en tiempo frio.»

CAPITULO III

LA PRESION ATMOSFÉRICA

I

OSCILACIONES ACCIDENTALES É IRREGULARES DE LA PRESION ATMOSFÉRICA

Acabamos de ver lo que son las variaciones periódicas ó regulares de la presion barométrica; una, la oscilacion diurna, tiene por período el dia y depende al parecer de la accion de los rayos solares; la otra, que deberíamos llamar oscilacion ánua, por cuanto tiene el año por período, parece enlazada con la declinacion del Sol, ó si se quiere, depende de las estaciones. En ambas, las épocas de las maxima y de las minima, lo mismo que la amplitud de las diferencias extremas de la columna barométrica, cambian con arreglo á la posicion geográfica de los lugares, ya en latitud ó bien en longitud. Para reconocer la ley de estas variaciones en el tiempo y en el espacio, así como para averiguar lo que pueda haber de permanente en la presion barométrica en un lugar determinado del globo, los meteorologistas han tenido que acumular, respecto á este lugar, las mayores series posibles de observaciones barométricas efectuadas con todas las precauciones que permiten contar con una gran exactitud relativa. Unicamente por este medio se han podido eliminar todas las perturbaciones accidentales ó locales que hubieran impedido dar con la ley.

Pero estas perturbaciones, estas variaciones irregulares ó accidentales del barómetro no son ménos interesantes que las variaciones periódicas: las más de las veces coinciden con cambios más ó ménos bruscos del tiempo, ó bien los preceden y los anuncian; los vendavales, las lluvias, las tormentas y temporales no ocurren sin que ántes se note un movimiento bastante marcado en la columna de mercurio del barómetro. Por este concepto, las oscilaciones accidentales llaman más que las otras la atencion del público, y reclaman toda la de los hombres de ciencia, por ser el elemento fundamental del estudio de los grandes movimientos de la atmósfera.

Se ha debido averiguar si están sujetas á ciertas leyes, por ejemplo, si la amplitud de las variaciones extremas depende ó no de la latitud. Para esto, se ha empezado por anotar el máximum y el mínimum observados durante una serie más ó ménos larga de años, y luégo las maxima y las minima mensuales, deducidas por el método de los promedios de la observacion del máximum y del mínimum de cada mes durante un espacio de tiempo más ó ménos considerable. Kaemtz hacia notar que este método está sujeto á inconvenientes bastante graves, porque supone que se observan los extremos reales, lo cual debia ocurrir rara vez si sólo se podia efectuar un corto número de lecturas cotidianas del barómetro, y sobre todo si estas se hacian de dia más bien que de noche. De este modo resultaban minima demasiado altas y maxima muy bajas, y sus diferencias eran menores que las oscilaciones verdaderas; por consiguiente el valor de la amplitud calculada con arreglo á este método era generalmente sobrado reducido. Hoy se obvia este inconveniente con los barómetros registradores ó anotadores, y los observatorios provistos de estos aparatos pueden estudiar, semana por semana, en la curva continua que trazan, todas las fluctuaciones grandes ó pequeñas de la columna de mercurio del barómetro.

Hé aquí, segun Kaemtz, el extracto de un cuadro que da la amplitud de la oscilacion men-

sual media, en vista de las maxima y minima absolutas de cada mes, y la misma amplitud durante las estaciones de verano y de invierno, en varios puntos de ambos hemisferios.

ESTACIONES	LATITUDES	LONGITUDES	OSCILACION MEDIA		
			AÑO	INVIERNO	VERANO
Paramatta (Nueva Gales del Sur). .	33°49′ S.	148°41′ E.	16,92	17,37	15,72
Cabo de Buena Esperanza.	33°56′ S.	16° 9′ E.	12,45	15,07	9,79
Isla de Francia.	20°10′ S.	55°12′ E.	8,62	6,99	7,90
Batavia.	6° 7′ S.	104°28′ E.	2,98	2,80	2,71
La Habana..	23° 9′ N.	84°43′ O.	6,38	9,67	3,84
El Cairo..	30° 2′ N.	28°55′ E.	9,25	12,93	4,74
Pekin.	39°54′ N.	114° 9′ E.	16,65	16,92	11,57
Roma.	41°54′ N.	10° 7′ E.	17,15	22,92	9,93
Marsella..	43°18′ N.	3° 3′ E.	17,69	23,08	17,44
Viena.	48°12′ N.	14° 2′ E.	20,53	26,78	13,02
Strasburgo.	48°34′ N.	5°25′ E.	21,93	28,36	14,48
Paris.	48°50′ N.	0° 0′	23,66	30,45	17,17
Moscou.	55°45′ N.	35°14′ E.	24,05	31,31	15,59
Berlin.	52°30′ N.	11° 3′ E.	25,24	33,07	17,33
Bruselas..	50°51′ N.	2° 2′ E.	25,65	32,64	18,90
Copenhague.	55°40′ N.	10°14′ E.	27,77	34,49	20,03
San Petersburgo.	59°56′ N.	27°58′ E.	29,24	36,93	19,97
Estockholmo.	59°20′ N.	15°44′ E.	29,87	37,97	22,11
Bergen.	60°24′ N.	3° 1′ E.	31,27	37,13	22,74
Christiania.	59°55′ N.	8°23′ E.	33,05	41,87	22,06

Las cifras que preceden bastan para demostrar claramente que las amplitudes de las variaciones comprendidas entre las maxima y minima mensuales van creciendo de un modo casi continuo á medida que es mayor la distancia al ecuador. Esta ley es igualmente aplicable á los meses de verano y á los de invierno, lo mismo en el hemisferio austral que en el boreal. En todas partes es tambien mayor la amplitud media en verano que en invierno. El cuadro más extenso formado por Kaemtz permite hacer deducciones sobre la influencia de la posicion geográfica de las estaciones.

«Aunque la India, dice, esté situada bajo el mismo paralelo que las Antillas, las oscilaciones son allí mayores. En latitudes más elevadas se notan otras relaciones. Las variaciones accidentales son mucho más extensas en la costa oriental de América que en la occidental de Europa: el máximum de la diferencia se observa en el punto en que el Gulf-Stream tuerce al Este, y en el que las líneas isotérmicas se hallan más próximas entre sí. Así es que en el Estado de Massachussetts las oscilaciones tienen la misma amplitud que 10 grados más al Norte en la Europa occidental; mas, penetrando en el interior del continente antiguo, van disminuyendo y parecen crecer de nuevo en la costa oriental de Asia. Su amplitud es igual en Goetinga, en Tomsk y en Iakutsk (latitudes 51°32′, 56°29′ y 62°2′).

»En la costa occidental de América la oscilacion es, á latitud igual, la misma que la de la costa correspondiente de Europa, como lo prueban las observaciones hechas en Sitcha y en Iluluk. En el interior de Africa es menor que en las costas.»

El sabio meteorologista de Halle ideó las líneas llamadas por él *isobarométricas* con objeto de que á la simple vista se comprendiera este asunto, mejor de lo que pueden hacerlo comprender los cuadros de cifras. «Entiendo por *línea isobarométrica* de $4^{mm},51$ la curva que pasa por todos los puntos en los cuales la diferencia media entre los extremos mensuales es de $4^{mm},51$ (1). «Al trazar estas líneas en un mapamundi, Kaemtz vió que vuelven sobre sí mismas como las isotérmicas y que forman dos sistemas distintos.» Los centros de estos dos sistemas ó los *polos* de las oscilaciones irregulares del barómetro, dice, no se hallan como los polos del frio en ambos continentes, sino situa-

(1) Vese por esta definicion que no debe confundirse las líneas *isobarométricas* de Kaemtz, con las *isobaras* ó curvas de presion igual, que se usan con frecuencia en la meteorología contemporánea, y de las cuales hemos de tener ocasion de hablar más de una vez.

dos en los mares que los separan. En el Sur de Africa y de la Nueva Holanda, la magnitud de las oscilaciones es la misma que en la Europa occidental; pero en su trayecto desde el Cabo de Buena Esperanza hasta la Nueva Holanda, estas líneas parecen acercarse al Ecuador: es consecuencia de la agitacion de la atmósfera en el mar de las Indias.»

En una nota *Sobre las mayores diferencias del barómetro en Paris*, Arago deduce de catorce años de observaciones, ó sea de 1817 á 1830, una diferencia media anual de unos 44^{mm},5, siendo el promedio de las maxima 773^{mm},43 y el de las minima 728^{mm},90. Pero la diferencia mayor en el mismo período es el del año 1821: el 6 de febrero á las 9 de la mañana, el barómetro subió hasta 780^{mm},82 y durante la noche del 24 de diciembre bajó á 713^{mm},12; diferencia, 67$_{mm}$,70. Si en lugar de considerar las diferencias extremas, se considera únicamente las maxima ó minima mensuales, se ve que durante un período de 37 años, ó sea de 1816 á 1852 la más pequeña diferencia media se ha presentado en el mes de agosto y la mayor en diciembre.

Generalizando el asunto diremos que la diferencia es menor en los meses de verano y mayor por consiguiente en los de invierno. Esta ley es la que ya hemos enunciado anteriormente, con la diferencia de que en el cuadro de Kaemtz se trataba del promedio general de las maxima y las minima mensuales, al paso que Arago ha tomado el promedio mensual más bajo y el más alto, calculados separadamente para cada año del período de 1816 á 1852.

Quetelet ha averiguado, despues de seis años de observaciones hechas en Bruselas, de 1812 á 1817, que de 72 maxima mensuales, 41 se han observado de 8 á 10 de la mañana y 22 de 9 á 12 de la noche, es decir, casi á las mismas horas en que la oscilacion diurna llega á sus dos maxima de la mañana y de la noche.

Del propio modo, ha observado las más de las veces las maxima mensuales absolutas á eso de las 4 de la mañana ó de la tarde. Hubiera sido interesante saber si estos resultados son aplicables á un período más extenso y á las diferencias mensuales del barómetro en otros climas.

II

OSCILACIONES IRREGULARES DEL BARÓMETRO.—ROSA BAROMÉTRICA DE VIENTOS.—LAS LLUVIAS, LAS TEMPESTADES

La presion atmosférica es por lo general más alta cuando soplan vientos frios que cuando son cálidos: y sube ó baja segun la direccion de los vientos reinantes.

En la Europa occidental el barómetro sube cuando el viento sopla de entre Norte y Este, y por el contrario baja cuando procede de un punto del horizonte comprendido entre el Oeste y el Sur. Sin embargo, veremos que la ley de este modo formulada presenta anomalías ó excepciones que todavía no han tenido explicacion satisfactoria.

Ha mucho tiempo que se conoce esta relacion entre el viento y el barómetro, pero hasta los primeros años del presente siglo no la hicieron patente Burckhardt y Bouvard en Paris, Ramond en Clermont-Ferrand y de Buch en Berlin, despues de numerosas observaciones barométricas. Más de doce mil observaciones hechas en Paris por Bouvard, durante los años comprendidos entre 1816 y 1826, dieron las cifras siguientes para la altura media del barómetro referida á los principales rumbos de viento:

Direccion de los vientos		Altura barométrica	Número de observaciones
		mm	
Vientos cálidos..	Sudeste S. E. .	754,30	658
	Sur S. . . .	752,76	2029
	Sudoeste S. O.	753,23	2125
	Oeste O. . .	755,95	2606
Vientos frios..	Noroeste N. O.	758,41	1056
	Norte N. . .	759,78	1470
	Nordeste N. E.	759,67	1242
	Este E.. . .	757,22	958

En Paris, los vientos de entre Sur y Oeste son los más cálidos y los más húmedos, y los de entre Este y Norte, los más secos y frios, coincidiendo con estos las presiones barométricas más altas y presentándose el máximum con el viento Norte. Las menores presiones coinciden con los vientos de los cuatro primeros rumbos, y el mínimum ocurre con el viento del Sud-sudeste (752,49).

Posteriormente, los trabajos de Dove, Kupfer, Schouw, Kaemtz, etc., han hecho extensiva á toda Europa la relacion entre la presion y la direccion del viento, que en un principio

se estudió tan sólo en algunos puntos. Pero las maxima y las minima de la presion se refieren á tal ó cual direccion de las corrientes atmosféricas, segun la posicion geográfica, segun la proximidad ó la mayor distancia de las costas marítimas, y en una palabra, segun los caracteres que presentan los vientos en cada region que se considera. Así es que en los Estados Unidos el barómetro sube con los vientos del Nordeste, y baja con los del Sudeste, porque los primeros adquieren gran sequedad al atravesar el continente, al paso que los segundos proceden del Océano.

Se podria dar á la ley un enunciado casi general diciendo con Kaemtz: la presion barométrica llega á su máximum con los vientos de la region norte que soplan del interior de las tierras, y á su mínimum con los de la region sur cuando proceden del mar. Habria que modificar este enunciado para el hemisferio austral en lo que respectá á la direccion del viento, de suerte que seria preferible distinguir entre las corrientes polares ó frias y las ecuatoriales ó calientes (1).

Se figura por lo comun la relacion que existe entre la presion y la direccion del viento para

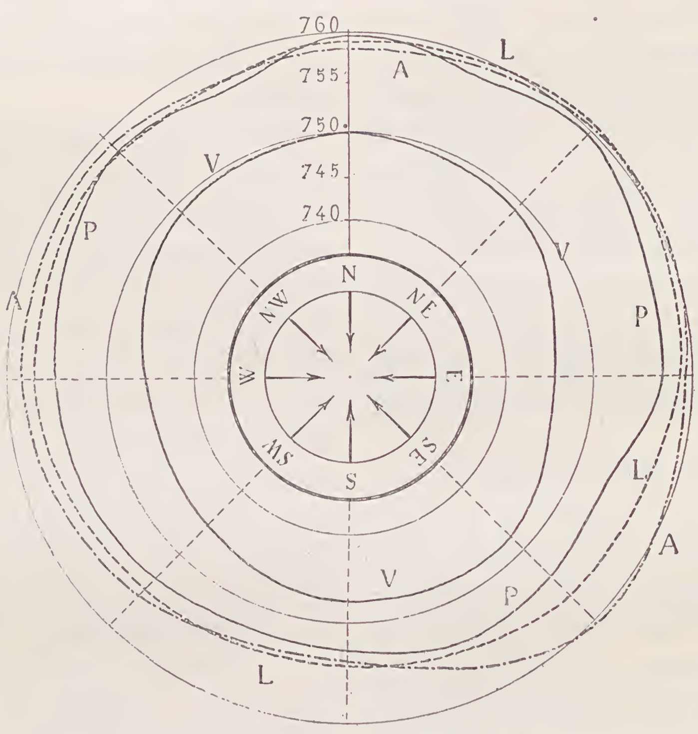


Fig. 45. — Rosa barométrica de vientos en las latitudes medias del continente europeo
Las cuatro curvas de esta figura son: A, Apenrade; V, Viena; L, Lóndres; P, Paris

una region ó estacion dada, construyendo una curva á la que se ha dado el nombre de *rosa de vientos barométrica*. Segun la direccion de cada viento, se traza una longitud que representa la presion correspondiente ó el exceso de esta presion sobre una altura inferior á la más baja, y se reunen con un trazo continuo los extremos de estas líneas divergentes. Así lo hemos hecho en las figs. 45 y 46 con respecto á diferentes líneas del continente europeo. La primera representa las rosas barométricas de las cuatro estaciones de Viena, Paris, Lóndres y Apenrade; la segunda, las de otros cuatro puntos situados á latitudes más elevadas, Moscou, Estockholmo, San Petersburgo y Bossekop.

Si en vez de considerar la presion barométrica media para cada rumbo de viento, se averigua cuáles son los cambios de presion y las cantidades de aumento ó disminucion que se observan en el momento en que esta direccion

(1) Mohn establece en su *Meteorología* una distincion entre el invierno y el verano para la coincidencia de las maxima y las minima barométricas. Despues de consignar que en las costas occidentales del continente comprendidas en la zona boreal, son los vientos del Este al Nordeste los que dan el máximum, los del Sudoeste el mínimum, y que, por el contrario, en la parte oriental de la tierra firme los vientos del Norte al Noroeste dan la presion máxima, y los del Sud al Sudeste la presion mínima, el sabio noruego añade: «En las costas occidentales, los vientos de alta presion giran un poco más al Norte y al Oeste en verano que en invierno y parecen dirigirse en sentido contrario al del Sol. La direccion de los vientos correspondiente á las presiones bajas presenta una desviacion análoga, pues estos vientos vuelven algo más al Sur y al Sudeste en verano que en invierno. En la parte oriental del continente sucede la contrario, pues los vientos rolan ó giran con el Sol, tanto con una presion alta cuanto con una baja.»

cambia en un sentido determinado, se advierte que la mayor elevacion del barómetro ocurre con los vientos de la region de Norte á Oeste, y los mayores descensos con los de Sur á Este. Aquí nos referimos á la zona templada meridional. «En Europa, dice Mohn, los vientos con los cuales disminuye más rápidamente son los que soplan más directamente del Sur, y en las costas orientales de Asia y América son los procedentes del Sudeste.»

Al acercarse alguna lluvia, el barómetro suele bajar; tambien baja rápida y marcadamente un poco ántes de sobrevenir alguna tormenta, y si sus oscilaciones son prolongadas, si la depresion del mercurio se acentúa, es indicio precursor de una tempestad violenta. En nuestros climas, traen por lo general la lluvia los vientos de entre Sur y Oeste, llegándonos tambien las más de las veces de esta region las grandes perturbaciones atmosféricas. Pero acabamos de ver que las grandes presiones coinciden con las corrientes cálidas y húmedas, por lo cual se comprenderá la conexion que existe entre la marcha del barómetro y la del termómetro, los cambios de direccion del viento, la lluvia y las tempestades. Sin embargo, en lo que á la lluvia respecta, es preciso distinguir entre los chubascos cortos y aislados, en que el barómetro empieza á subir para bajar en seguida, y las lluvias persistentes, caracterizadas por la baja constante de la columna barométrica. En este último caso, el mercurio desciende por lo comun 5 ó 6 milímetros, bajo la presion media. Más adelante volveremos á ocuparnos con detalles más circunstanciados de la relacion que existe entre el fenómeno de la lluvia y la presion de la atmósfera.

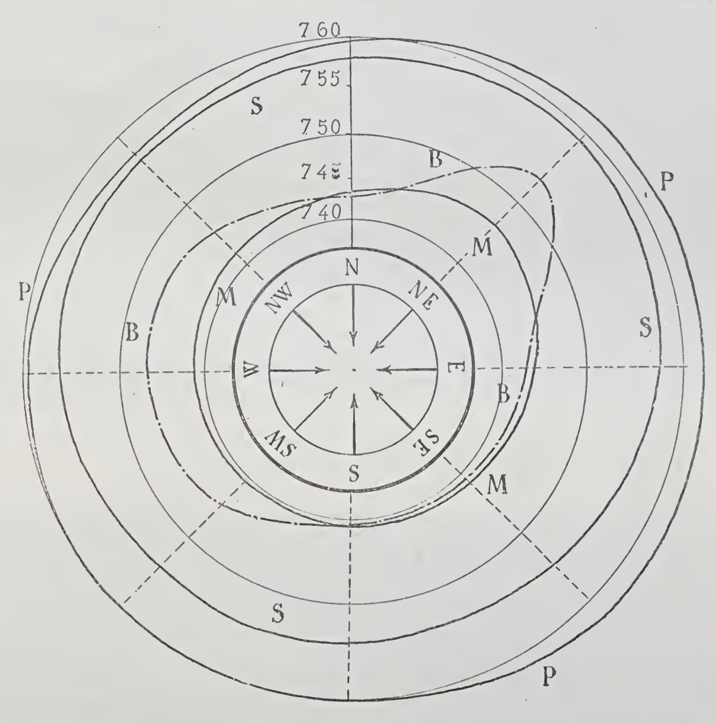


Fig. 46.—Rosa barométrica de los vientos para las altas latitudes del continente europeo
Las cuatro curvas de esta figura son: M, Moscou; P, Petersburgo; S, Stockholmo; B, Bossekop

Por lo que hace á las tempestades, nos limitaremos á presentar uno ó dos ejemplos de la rapidez de los cambios que afectan al nivel barométrico, y de la amplitud de sus oscilaciones miéntras dura el paso del meteoro sobre el lugar de la observacion. Al propio tiempo veremos el contraste que se nota entónces entre la marcha de la temperatura y la de la presion.

Examinemos las curvas trazadas en las figuras 47 y 48. Estas líneas son dos en cada figura: la llena indica las diferentes alturas del barómetro durante la tempestad, á las horas sucesivas en que se la observó; la puntuada marca los grados centígrados de la temperatura. La figura 47 se refiere á la violenta tempestad que estalló en la noche del 24 al 25 de diciembre de 1821, llegando al continente europeo por las costas del Atlántico y del canal de la Man-

cha. La columna mercurial bajó en Paris á las once y cuarto de la noche del dia 25 á 713^{mm},11, y en Boulogne habia bajado á las cinco de la mañana del mismo dia, á 710^{mm},47, como se ve en el grabado. El dia anterior á las nueve de la mañana marcaba el barómetro en Boulogne 738^{mm},37, y subió hasta 727^{mm},40 á las cinco y media de la tarde, al concluir el huracan. En

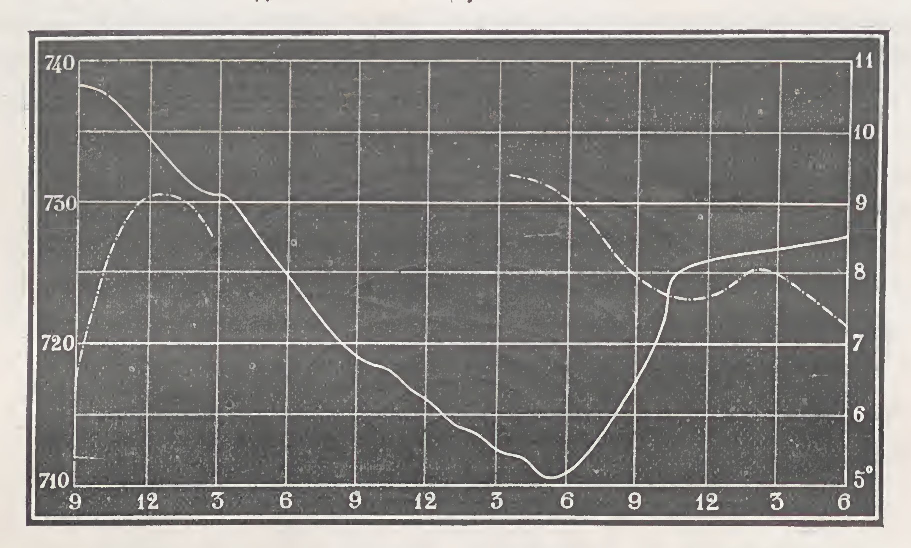


Fig. 47.—Marchas comparadas de la temperatura y de la presion barométrica observadas en Boulogne sur mer por Gambart, durante la tempestad del 24 al 25 de diciembre de 1821

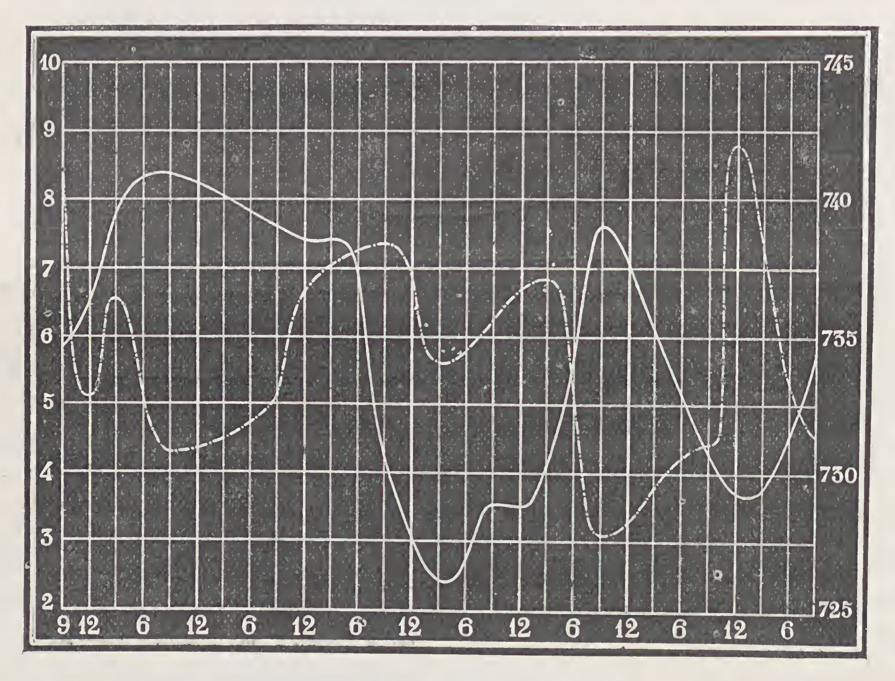


Fig. 48.—Marchas simultáneas del barómetro y del termómetro en Paris durante los huracanes de enero de 1843

cambio la temperatura, si bien incompletamente observada, subió muchos grados, miéntras que la presion sufria un descenso tan rápido, para bajar á su vez á partir del instante del mínimum barométrico, al paso que el barómetro subia. Refiriéndose Arago á estas observaciones dice haberse cerciorado de que «desde 1785, en cuya época se dió principio en Paris á una serie regular de observaciones meteorológicas, jamás se habia visto tan baja la columna de mercurio.»

La figura 48, que se refiere á una tempestad del mes de enero de 1843, da la marcha simultánea del barómetro y del termómetro durante los dias 10, 11, 12 y 13 de enero, tal cual se la observó en el Observatorio de Paris. Las oscilaciones del mercurio en los dos instrumentos han pasado, á muy corta diferencia, por las mismas alternativas de maxima y minima, pero en sentido opuesto, pues para un máximum termométrico hubo un mínimum barométrico y recíprocamente.

En las épocas en que se hicieron las intere-

santes observaciones á que acabamos de aludir con referencia al ilustre secretario perpetuo de la Academia de ciencias, necesitábase la asiduidad más prolija para seguir todas las fases de un fenómeno perturbador y tomar nota de las indicaciones de los instrumentos indispensables, y aún así y todo, quedaban forzosamente algunos vacíos en los resultados. Gracias á los instrumentos anotadores con que ahora cuentan todos los observatorios meteorológicos, los sabios que se dedican á estos trabajos no han de temer semejantes vacíos. Las curvas de la presion, de la temperatura, etc., resultan trazadas automáticamente y de un modo continuo, pudiéndose estudiar merced á ellas las más pequeñas variaciones en los fenómenos.

Veamos cómo puede obtenerse este resultado para anotar la presion de la atmósfera.

III

BAROMETROS ANOTADORES O BAROMETROGRAFOS

Hay gran número de *barometrógrafos*, ó *barógrafos*, llamados por otro nombre instrumentos anotadores de la presion barométrica.

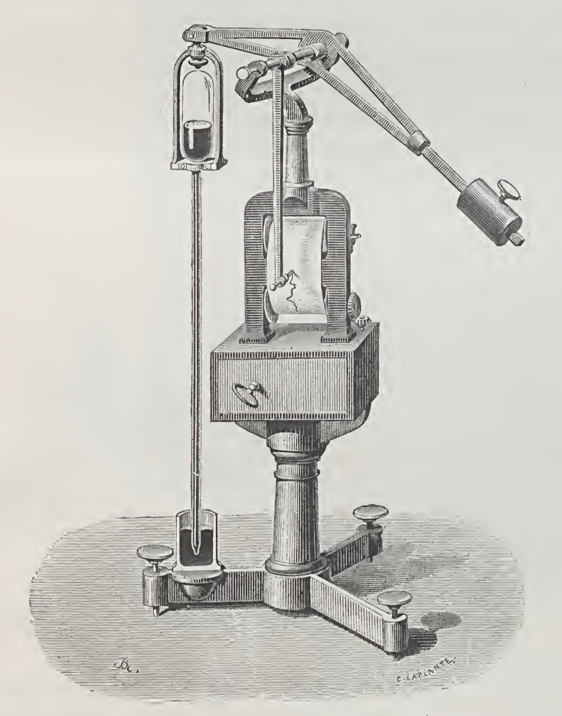


Fig. 49.—Barómetro balanza

Más adelante nos ocuparemos de ellos: ahora nos concretaremos á describir el llamado barómetro balanza, cuyo principio es el siguiente.

Supongamos que las dos partes de un barómetro de mercurio, el tubo y la cubeta, sean independientes; que estando una de ellas fija ó sostenida en un pedestal fijo, la segunda es movible y colocada en el platillo de una balanza ó mejor aún en uno de los brazos de una palanca que lleva en el otro brazo un contrapeso. Vea-

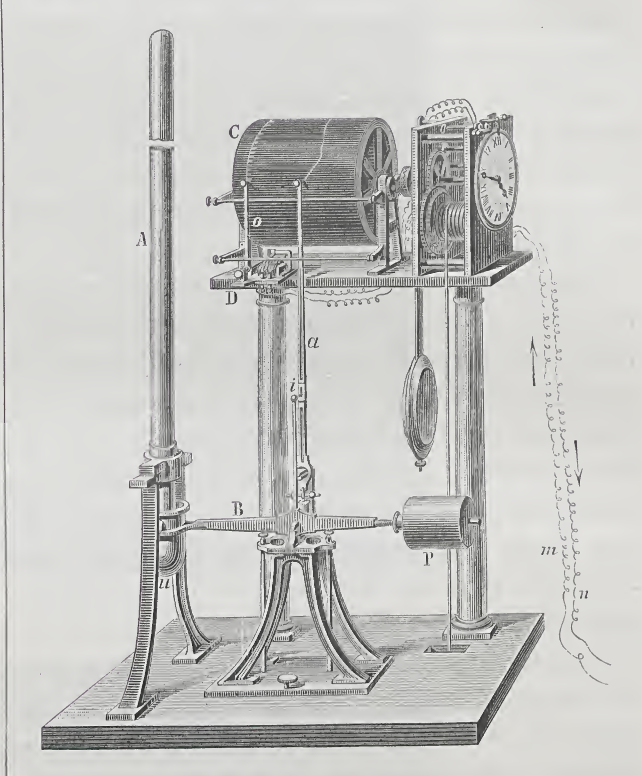


Fig. 50.—Barómetro anotador Salleron

mos lo que sucede cuando la presion atmosférica cambia aumentando ó disminuyendo.

Empecemos por suponer que la cubeta está fija y que el tubo se mueve. El brazo de palanca al cual está éste adaptado soporta el peso del tubo y el de la columna de mercurio que mide la presion, restados del empuje que resulta de la parte que penetra en la cubeta. Dispuesto el contrapeso de modo que haya equilibrio, supongamos que la presion aumenta. En este caso pasa algun mercurio de la cubeta al tubo, lo cual aumenta el peso aplicado al brazo de palanca. Por otra parte el empuje disminuye un poco á causa del descenso correspondiente del nivel en la cubeta. Por este doble motivo se romperá el equilibrio, y el fiel de la balanza ó de la palanca, se inclinará hácia el lado del instrumento. Compréndese que sucederia lo contrario si la presion disminuyera.

El instrumento representado en la fig. 49 es de este primer género.

Supongamos ahora que el tubo barométrico sea fijo, y la cubeta movible y sustentada en el brazo de palanca B (fig. 50). Cuando sube la

presion atmosférica, cierta cantidad de mercurio pasa de la cubeta al tubo; el nivel del líquido baja en la cubeta cuyo peso disminuye; la cruz de la balanza se inclinará hácia el lado del contrapeso y subirá hácia el otro; pero al mismo tiempo la parte sumergida ó flotante del tubo, al penetrar en la cubeta, restablecerá el nivel y por consiguiente el equilibrio. Cualquier disminucion en la presion producirá efectos contrarios y un movimiento de la cruz de la balanza en sentido opuesto.

Como se ve, el principio es el mismo en ambos casos, y las oscilaciones de la presion atmosférica dan lugar á oscilaciones simultáneas de la cruz ó brazo de palanca. Sólo resta aprovechar este movimiento para que resulten inscritas ó anotadas las presiones. Fácilmente se ha conseguido esto, fijando en el eje de la cruz una aguja larga, terminada en una punta de acero que roza con la superficie de un cilindro cubierto de papel dado de negro de humo (1). Un mecanismo de relojería comunica al cilindro una rotacion lenta y uniforme sobre su eje. La punta de acero traza en el papel una curva blanca y continua, cuyas diferentes sinuosidades indican y miden las variaciones de la presion atmosférica.

La figura 50 representa el anotador-tipo construido por M. Salleron para el barómetro de Montsouris donde funciona desde 1877. Es un barómetro balanza de segundo género. El tubo barométrico A fijo á un pié de hierro, es de hierro forjado; tiene tres centímetros de diámetro interior, de suerte que no es menester hacer ninguna correccion por efecto de la capilaridad. Lo propio sucede con la cubeta *u*, que es proporcionalmente ancha. Miéntras la aguja de la cruz *ia* traza en el cilindro C la curva barométrica, un punzon *o*, que recibe su movimiento de un electro-iman situado en D, forma un trazo cada hora en uno de los bordes del cilindro (2). De este modo se puede conocer, segun se requiere, las horas precisas de las variaciones de las que las sinuosidades de la curva son expresion gráfica.

Se renueva periódicamente, por ejemplo, todas las semanas, el papel del cilindro giratorio que, al desplegarlo, presenta la curva de las variaciones de la presion atmosférica sin solucion de continuidad, á todas las horas del dia y de la noche. La línea de los trazos del punzon es el eje de las abscisas de la curva cuyas divisiones son las horas. Las ordenadas son las presiones correspondientes, dependiendo la escala de las lecturas de las mismas, de la marcha de la aguja de la cruz y de la relacion que existe entre esta marcha y la elevacion ó descenso de un milímetro de la columna de mercurio. Se puede deducir de las observaciones mismas, ó calcular en vista de la longitud del brazo de palanca y de la aguja.

Hay otros sistemas de barómetros anotadores de los que tambien se hace uso, entre ellos los de Breguet, Rédier y Richard. Al tratar de los observatorios meteorológicos tendremos ocasion de ocuparnos de ellos; por ahora nos bastará demostrar con un ejemplo la exactitud con que los barómetros anotadores siguen todas las oscilaciones de la presion atmosférica, lo mismo si se trata de conocer las maxima y las minima de la variacion diurna que los mo-

(1) En el barógrafo de la figura 49, el extremo de la aguja lleva un lápiz, y la curva queda trazada de color negro sobre papel blanco.

(2) Las figuras 51 y 52 harán comprender el mecanismo que pone en movimiento el punzon barométrico. Encima del reloj se ve una palanca *x* que lleva en un extremo un contrapeso, y en el otro una horquilla metálica, cuyos brazos *t* vienen á caer encima de dos vasitos llenos de mercurio. Cuando el minutero pára sobre la cifra XII de la esfera, tropieza con la aguja *o* de la palanca *x*, haciendo que las horquillas se pongan en contacto con el mercurio, con lo cual queda

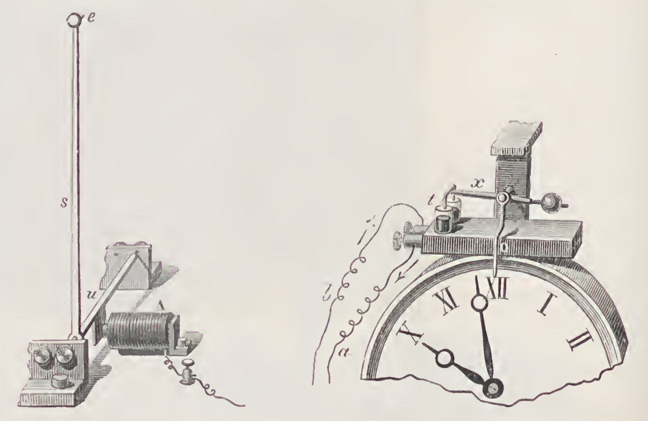


Fig. 51.—Punzon barométrico

Fig. 52.—Mecanismo eléctrico del punzon

cerrado el circuito de la corriente de una pila local cuyos polos están empalmados con esta palanca por una parte y con el electro-iman A por otra (fig. 51). Animado este, su polo atrae una paleta de hierro dulce fija al brazo horizontal *u* de la palanca acodada que compone la aguja del punzon. Esta aguja *s* lleva un punzon *e* en su extremo, el cual roza con el borde del cilindro giratorio. Miéntras está cerrado el circuito de la pila, este punzon permanece inmóvil, y la línea que traza es una curva paralela á las bases del cilindro; mas al restablecerse la corriente de hora en hora produce el movimiento del punzon, y su extremo traza una pequeña línea horizontal. Si el mecanismo de relojería hace dar al cilindro una vuelta entera en 7 dias, las divisiones trazadas serán $7 \times 24 = 168$.

vimientos resultantes del paso de una gran perturbacion. Examinando las figuras 53 y 54, se verá la traduccion gráfica de las variaciones periódicas de la presion así como la de sus variaciones accidentales é irregulares.

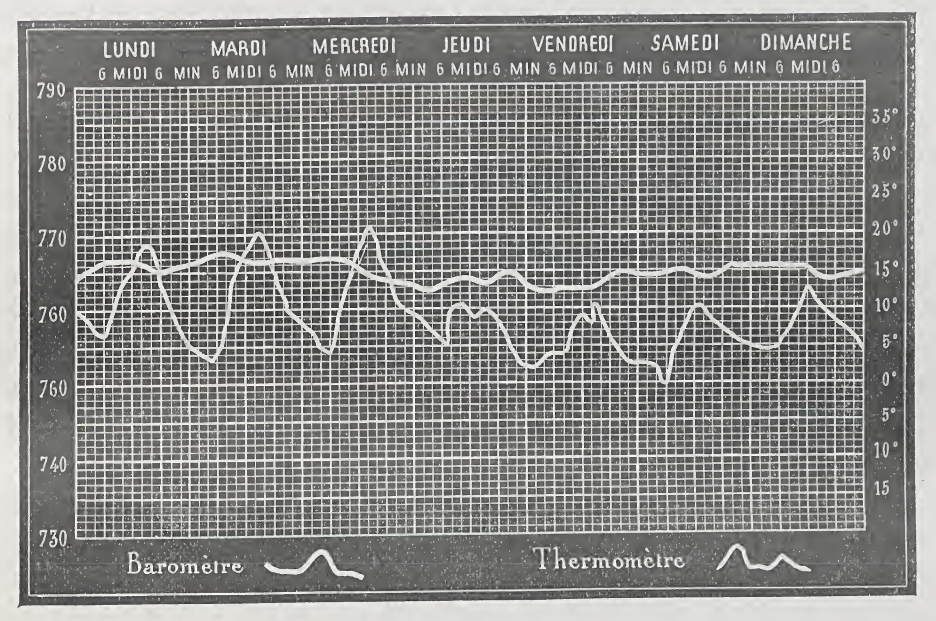


Fig. 53.—Trazado semanal del barómetro anotador

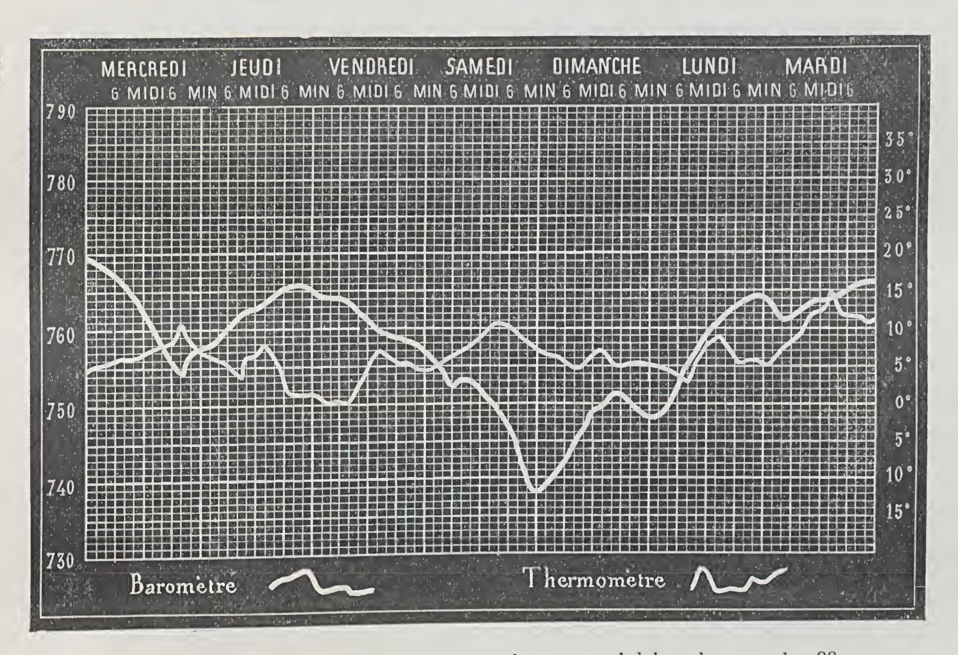


Fig. 54.—Oscilaciones barométricas durante la tempestad del 29 de enero de 1884. Curva del barómetro anotador

IV

HIPOTESIS SOBRE LA CAUSA DE LAS VARIACIONES PERIODICAS Y DE LAS VARIACIONES IRREGULARES DE LA PRESION ATMOSFÉRICA

Acabamos de ver la exposicion de los hechos, es decir, de los cambios así periódicos como accidentales que sufre la presion de la atmósfera durante el dia, en la serie de las estaciones y de los años en un mismo punto ó en puntos diferentes. Hemos puesto de manifiesto las relaciones que existen entre estos fenómenos y la posicion del Sol, la latitud del lugar, su altura sobre el nivel del mar, etc. ¿Qué explicacion puede dárseles? ¿Cuál es, en una palabra, la naturaleza física de cada uno de ellos? ¿Porqué sube ó baja el barómetro con regularidad dos veces al mes, porqué no son las mismas sus maxima y minima diurnas y mensuales en las diferentes estaciones, y porqué varian segun

que se observa á diversas distancias del ecuador ó de los polos?

Digamos desde luégo que los físicos y los meteorologistas no están acordes sobre todos los puntos, y que sus respuestas á tan importantes preguntas no se pueden considerar aún sino como hipótesis. Veamos de resumirlas en sus caracteres más esenciales.

El descubrimiento de la variacion barométrica diurna hizo en un principio que se comparase el fenómeno á una marea atmosférica, resultante de las atracciones combinadas de la Luna y del Sol. Pero no tardó en desecharse esta hipótesis, calculando que, si era exacta, la periodicidad de las maxima y de las minima deberia variar con las fases lunares, cosa que la observacion contradice. Además, como la accion de la Luna, que no es nula como más adelante veremos, aunque sí bastante débil, debe ser casi doble que la del Sol, claro está que no se puede atribuir la atraccion á este astro.

Quedaba la hipótesis de su accion calorífica. En efecto, los sabios están acordes en atribuir á esta causa, presumida por Bouguer y admitida por Laplace y Ramond, las oscilaciones periódicas de la presion atmosférica. Era natural pensar que el calor solar es el que produce estas oscilaciones, puesto que las hemos visto variar con la presencia más ó ménos prolongada del Sol sobre el horizonte, con la mayor ó menor altura de su elevacion meridiana, en una palabra con todas las causas que hacen más notable la diferencia de temperaturas entre el dia y la noche, entre las estaciones estivales é invernales. Pero ¿cómo ejerce el calor solar su accion sobre la atmósfera, y cómo afecta á la presion barométrica? Aquí empieza ya la divergencia de las explicaciones propuestas.

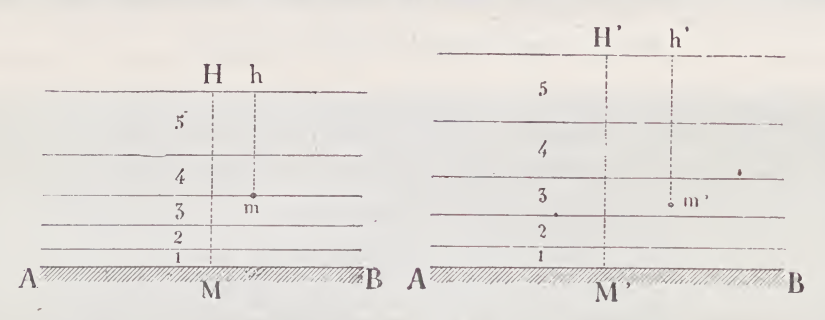


Fig. 55.—Igualdad de presion de las capas de aire dilatadas

Unos admiten como única causa el cambio de densidad que para las capas atmosféricas resulta de su dilatacion por efecto de un aumento de temperatura. Tal es la teoría de Kaemtz, adoptada aún hoy por M. Renou, uno de nuestros meteorologistas. Pero, segun Dove, el calor solar ejerce principalmente su accion sobre el barómetro por mediacion del vapor de agua y de su aumento de tension bajo la influencia de la temperatura. Finalmente, otros meteorologistas, y M. Mohn entre ellos, piensan que las variaciones periódicas, y en especial la oscilacion diurna, son efecto de estas dos causas reunidas, desigualmente activas y combinadas de distintas maneras. Entremos en algunos detalles acerca de estas teorías.

Para simplificar las ideas, supongamos que la atmósfera está dividida en capas de igual peso y por consiguiente de espesores crecientes á partir del suelo A B; y sean 1, 2, 3, 4, 5... estas diferentes capas, que desde luégo están en equilibrio y cada una de las cuales tiene por consiguiente la misma densidad media á la misma altura. Cuando los rayos solares las atraviesan y vienen á caldear el suelo, con una intensidad que supondremos igual en toda la extension de la region que consideramos, estas capas se calientan, dilatándose cada una de ellas las 367 cienmilésimas de su volúmen por cada grado más de temperatura. Al cabo de un tiempo dado, las capas sucesivas se habrán dilatado de modo que quedarán superpuestas en el mismo órden que ántes. La densidad de cada una habrá disminuido y sus espesores aumentado, como lo demuestra la fig. 55. Pero como su peso total no habrá variado, tampoco variará un barómetro cuya cubeta se haya situado al nivel de un punto M del suelo. Por consiguiente, ni el aumento ni la disminucion de temperatura pueden ser causa directa de variacion en el nivel del barómetro.

Sin embargo, no sucede lo propio con res-

pecto á un punto como *m* situado á cierta altitud, por ejemplo, en el primitivo límite de separacion de las capas 3 y 4, porque despues del caldeo atmosférico y de la dilatacion que es su consecuencia, una parte del aire de la capa 3 se ha elevado por encima de *m*, y el barómetro colocado en este punto soporta entónces el peso de cierta cantidad de aire que ántes estaba por debajo de su nivel. Deberá pues resultar un aumento de presion para este punto y para

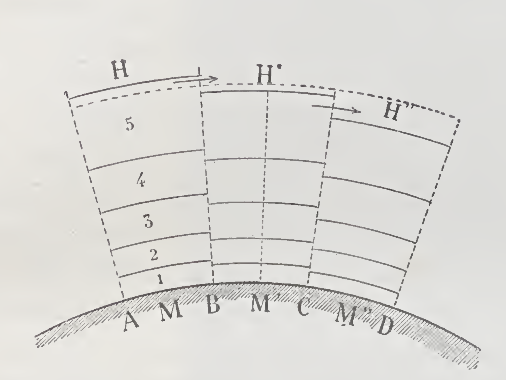


Fig. 56.— Direccion ascendente de la capa de aire dilatada

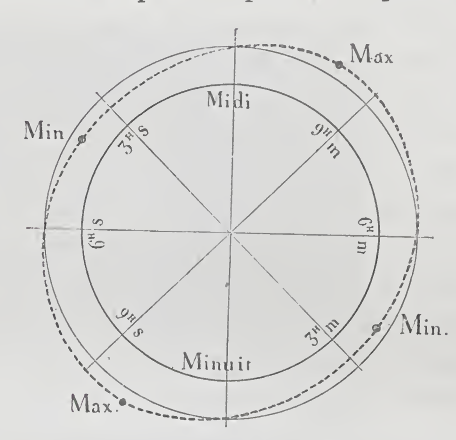


Fig. 57.—Rehenchimiento formado por la expansion del aire dilatado

todos los que no están al nivel mismo del suelo. Un enfriamiento produciria un efecto contrario, esto es, una disminucion de presion. Mas para que así suceda, se ha de suponer que todas las regiones que rodean á la region A B sufren una accion análoga, lo cual es precisamente lo contrario de lo que ocurre. La accion de caldeo de los rayos del sol se efectúa con mucha desigualdad segun la hora del dia, la estacion y el lugar. Considerando las regiones A B y C D vecinas á B C (fig. 56), una, C D por ejemplo, resultará en todas las capas de la atmósfera que

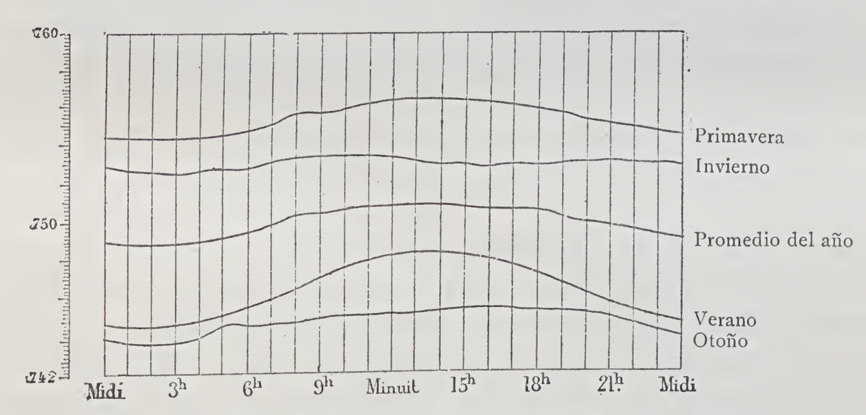


Fig. 58.—Presion del aire seco en Apenrade, á diferentes horas del dia y durante las diversas estaciones

hay sobre ella, ménos caldeada que B C, y la otra, A B, lo estará más. ¿Qué se seguirá de aquí? Que sus capas límites H, H′, H″, no estarán ya al mismo nivel por efecto de sus dilataciones desiguales: las más elevadas se correrán hácia las más bajas. En una palabra, bajando hácia las regiones más frias una parte del aire que producia con su peso la presion observada, deberá resultar de aquí un aumento de presion para estas últimas, y una disminucion para las regiones en que la temperatura se ha elevado más.

Tal es la causa de la oscilacion diurna segun la primera teoría. Verdad es que al medio dia, ó cuando el Sol se encuentra en un meridiano determinado, es cuando la accion del calor solar resulta mayor en todos los puntos situados bajo este mismo meridiano. Pero el momento del máximum de temperatura ocurre despues, á eso de las 3 ó las 4 de la tarde; este será pues el instante del mínimum diurno barométrico. El rechazo de las capas superiores del aire, que es su consecuencia, va á formar á 90° al Este ó al Oeste y en todos los puntos situados bajo los meridianos de las 9 de la mañana ó de las 9 de la noche, una especie de rehenchimiento

cuyo peso se agrega al de las capas atmosféricas aún no caldeadas ó enfriadas ya: de aquí las maxima barométricas de 9 á 10 de la mañana y de 9 á 10 de la noche. «El *minimum* de la mañana, dice Kaemtz, va seguido al Este del sitio en que sobreviene, de un *minimum* de temperatura, y una parte del aire de las regiones occidentales se corre hácia este lado, de lo cual resulta una baja en el barómetro.»

La influencia de las estaciones, ya sea sobre la hora de las maxima y de las minima, ó ya sobre el aumento de amplitud que se observa en verano, se explica tambien fácilmente, por cuanto el fenómeno depende de la hora de las temperaturas maxima y minima de cada dia, y de la diferencia que media entre las temperaturas extremas. Cuanto mayor es la altura en la atmósfera, menor es esta diferencia, y ya hemos visto que la amplitud es más débil tambien en los altos que en los llanos. Pero Kaemtz reconoce que esta teoría está sujeta á más de una objecion: «no seria posible explicar, dice, el aumento de la amplitud oscilatoria á medida que se va reduciendo la distancia al ecuador, en donde las diferencias de los extremos de temperatura no son mayores por término medio, sino admitiendo con Daniell que el aire se corre no tan sólo en direccion perpendicular al meridiano, sino tambien paralelamente del ecuador al polo.»

Esta última hipótesis es la de M. Renou cuando dice: «El Sol caldea la atmósfera que se corre alrededor de él, y produce un rehenchimiento en todo un círculo máximo cuyo punto más caldeado es el polo... La onda atmosférica que produce este efecto sigue el movimiento aparente del Sol, y cambia de sitio con una velocidad que llega á 464 metros por segundo en el ecuador. Esta onda, por su rapidez ó el sentido de su movimiento, debe producir un máximum de la mañana más elevado que el de la tarde; tambien debe dar un predominio á las maxima de la mañana ó de la tarde segun que los vientos soplen del Oeste ó del Este. El mínimum de la noche no es más que un mínimum relativo, comprendido entre las dos maxima de la noche y de la mañana.»

Otra teoría atribuye al vapor de agua desprendido por efecto del calor solar el principal cometido en el fenómeno de la oscilacion diurna. En concepto de Dove, la presion de la atmósfera sobre el barómetro se compone de dos partes que se confunden, ó mejor dicho, que se compensan parcialmente; una es la del aire; otra, la del vapor de agua contenido en el aire. La elevacion de la temperatura disminuye la densidad del aire, pero aumenta la tension del vapor de agua. Para dar á cada una de estas causas la parte que le corresponde, Dove ha sustraido de la presion barométrica la tension del vapor de agua, calculada para cada hora del dia, con arreglo á las observaciones higrométricas hechas por Neuber en Apenrade, y de este modo ha tenido la presion del aire seco en esta estacion. La figura 58 presenta las curvas relativas á las variaciones diurnas de esta presion para cada estacion y para todo el año, mostrando además que entónces no hay más que un solo máximum, muy cerca de las 12 de la noche; y un mínimum á eso de las 2 de la tarde. Así pues, la doble oscilacion que revelan las observaciones debe de ser el efecto de las variaciones de la tension del vapor en el trascurso de un dia; pero las hechas en Halle y en Munster no parecen confirmar esta ley.

Se puede hacer patente la influencia del vapor de agua en la presion barométrica durante el decurso del año comparando dos de las curvas de la fig. 59 con las correspondientes de la fig. 43. Para Calcuta, por ejemplo, la presion del aire seco (curva llena) y la presion total (curva puntuada) siguen casi las mismas sinuosidades. La diferencia es menor entre enero y febrero, y mayor entre junio y agosto, es decir, en la estacion más calurosa.

El meteorologista francés Cousté piensa, como Dove, que el vapor de agua es el que, bajo la accion calorífica del Sol, desempeña el principal papel en la oscilacion diurna. «Consiste, dice, en variaciones: 1.º en la cantidad de vapor de agua atmosférica; 2.º en las corrientes verticales ascendentes que forman, para cierta parte, aire dilatado, y para otra mayor, vapor de agua desarrollado por el Sol en las capas bajas y medias, condensado de nuevo en las capas superiores.» Hé aquí cómo se explican las maxima y minima segun dicho meteorologista:

1.º *Máximum de la mañana.* — Algunos minutos ántes de la salida del Sol, los rayos

empiezan, en virtud de la refraccion á llegar á las capas superiores del aire. Al poco rato bajan hasta el suelo, y va creciendo el calor en la columna atmosférica. A consecuencia de esto, la capacidad para el vapor de agua aumenta en ella gradualmente, y se mantiene una porcion siempre creciente del vapor que se forma, yendo el restante á condensarse en las capas superiores, de donde resulta un aumento gradual del *término positivo* de la presion. Al propio

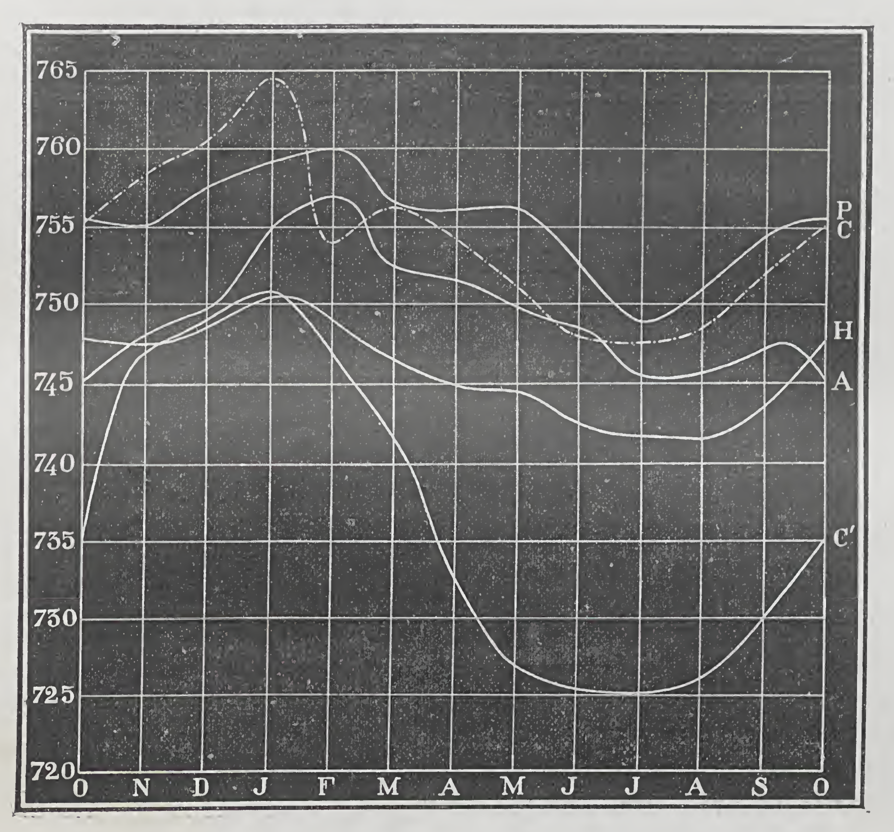


Fig. 59.—Presion media mensual del aire seco á diferentes latitudes
C, Calcuta,—C' aire seco.—A, Apenrade,—P, Petersburgo.—H, Halle

tiempo, elevándose en la columna el aire dilatado y el vapor, la levantan, siguiéndose de aquí un decrecimiento en la presion. Este decrecimiento *(término negativo)* aumenta con la velocidad de ascension de los gases; era nulo durante la noche, pero llega un momento en que compensa el término positivo para traspasarle en seguida. La presion llega aquí á un máximum hácia las 10 de la mañana.

»2.º *Mínimum del dia.*—El término negativo continúa creciendo en valor absoluto hasta el máximum de temperatura, ó sea hácia las 4 de la tarde, en que empieza á disminuir, al paso que el término positivo continúa aumentando ó se queda estacionado; así pues, mínimum.

»3.º *Máximum de la noche.*—Los dos términos decrecen gradualmente, el *negativo* más de prisa que el positivo; luego la curva de presion subirá hasta que, á eso de las 10, empiece la radiacion nocturna, nuevo término *negativo* que reemplaza al término debido á la ascension de los gases, que resultará nulo toda la noche; de donde el máximum.

»4.º *Mínimum de la noche.*—El término negativo debido á la radiacion crece en valor absoluto hasta pocos momentos ántes de la salida del Sol. Habrá pues un mínimum á eso de las 4 de la mañana.»

Esta es, sobre poco más ó ménos, la teoría que adopta M. Mohn; pero insiste en la direccion que toma el aire dilatado hácia los límites superiores de la atmósfera y en la influencia de esta direccion para producir la disminucion de presion de 9 á 10 de la mañana, como pretende la teoría de Kaemtz. Además el sabio meteorologista noruego completa esta teoría diciendo:

«En las regiones intertropicales, en que la diferencia de temperatura entre el dia y la noche es la mayor posible, en que el aire absorbe mayor cantidad de vapores y la formacion de rocío es más considerable, la amplitud de la

oscilacion barométrica es tambien la mayor posible. La existencia de circunstancias análogas hace comprender que la amplitud es mayor en el interior de las tierras que en las costas, en las hondonadas que en las alturas y en verano que en invierno.»

Por ahora, limitaremos á esto lo referente á la teoría de las oscilaciones de la columna barométrica; casi no hemos hablado más que de las oscilaciones periódicas, reservándonos decir más adelante lo que se sabe acerca de las accidentales, que son las más marcadas de todas, teniendo íntima relacion con los cambios de tiempo, y sobre todo con las borrascas, huracanes, tempestades, tornados, ciclones y demás perturbaciones atmosféricas.

CAPÍTULO IV

LA TEMPERATURA DEL AIRE

I

USO DEL TERMÓMETRO EN LAS OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS

Acabamos de ver que el calor desempeña un gran papel en los fenómenos de variacion de la presion atmosférica. Si, pues, se dice con razon que el barómetro es el primer instrumento que el meteorologista debe consultar y observar de continuo, se puede colocar el termómetro, por tal concepto, en categoría igual por lo ménos. En el tomo anterior de esta obra hemos descrito con los detalles que merecen los termómetros de mercurio, de alcohol, de aire, y los de maxima y minima, diferenciales, metálicos y eléctricos; sistema de construccion, graduacion, escalas comunmente adoptadas, etc.; todo lo cual, tratado con bastante extension, hace supérflua á nuestro juicio una nueva descripcion.

Sin embargo, convendrá que digamos algunas palabras acerca de las precauciones especiales que requiere el uso del termómetro en los observatorios meteorológicos. Aquí sólo nos referimos á la medida de la temperatura del aire; la del suelo y de las aguas se describirá en su lugar correspondiente.

Debe entenderse por temperatura del aire en un punto y en un momento dados la que tiene el medio flúido en una extension suficientemente grande al rededor del lugar en que se hace la observacion. Así pues, importa en el más alto grado que la instalacion de los instrumentos sea tal, que no los afecte la accion de las causas puramente particulares y capaces de alterar las indicaciones del aparato termométrico. Estas causas se pueden enumerar como sigue: 1.º la radiacion directa de un manantial de calor, y principalmente del Sol; 2.º la radiacion indirecta ó por reflexion procedente de objetos próximos, del suelo desnudo, de paredes caldeadas por el Sol, etc.; 3.º las corrientes accidentales de aire caliente ó frio; 4.º por último, el enfriamiento motivado por la evaporacion cuando el depósito del termómetro no está perfectamente seco.

Si se trata de una observacion aislada y accidental, que se haya de hacer léjos de un observatorio, se averigua la temperatura verdadera del aire, y se evitan las anteriores causas de error, valiéndose del *termómetro-honda*. Es un pequeño termómetro de mercurio que se ata á la punta de un cordon y se le hace dar rápidas vueltas en el aire teniendo en la mano la otra punta, con lo cual el instrumento se pone en contacto con una masa de aire constantemente renovada, y el efecto de este contacto predomina notablemente sobre los de la radiacion. Sin embargo, lo mejor es efectuar esta operacion á la sombra y repetirla hasta que, despues de consultarlo dos ó tres veces se vea que marca el mismo número de grados con una ó dos décimas de diferencia. Segun Bravais, el termómetro-honda marca una temperatura que difiere ligeramente de la de un termómetro puesto á cubierto: un poco inferior durante el dia, y algo superior de noche.

Veamos ahora cómo se acondicionan los termómetros en los observatorios ó estaciones fijas de meteorología. El modo de instalacion

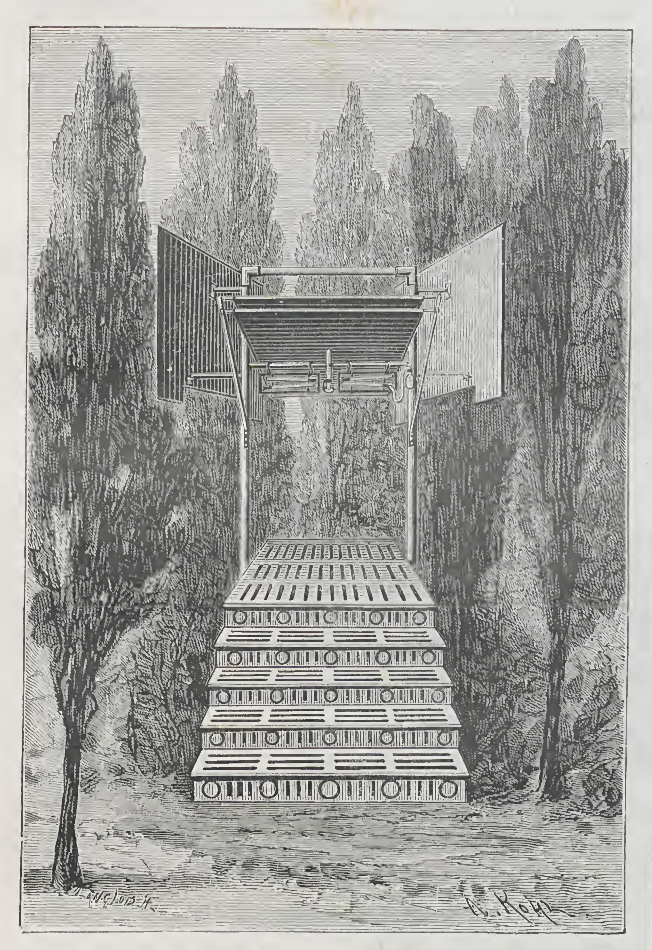


Fig. 60.—Cobertizo de los termómetros en el observatorio de Montsouris

adoptado en Montsouris es el que combinaron Ch. Sainte-Claire Deville y Renou, y que está representado en la fig. 60. Un doble techo de un metro cuadrado próximamente de superficie, un tanto inclinado hácia el lado sur del horizonte, dos placas de hierro verticales un poco separadas del tejadillo é instaladas en los lados Este y Oeste, y por último, á cierta distancia grupos de árboles verdes que extienden su sombra sobre tal cobertizo, bastan para guarecer los instrumentos, lo mismo que el suelo, de los rayos directos del Sol (1). Además, esta especie de cobertizo está elevado lo ménos dos metros sobre el suelo, que á su vez tiene una alfombra de césped para impedir la reverberacion. Hé aquí ahora cómo se deben poner los instrumentos debajo de este abrigo. Son en número de cuatro: un termómetro de maxima y otro de minima, y los dos termómetros seco y húmedo de que hablaremos más adelante y cuyo conjunto forma el *psicrómetro*. De un travesaño horizontal que va de Este á Oeste, se suspende la tabla en que están estos dos últimos instrumentos, y á cada lado, en dos delgados marcos de laton, los termómetros de maxima y minima. La oficina meteorológica de Francia recomienda á las estaciones que sólo tienen estos dos termómetros la disposicion que representa la fig. 61, y cuya descripcion, tomada de las *Instrucciones meteorológicas*, es la siguiente:

«Es un marco de laton, en el cual se ponen los termómetros, como de costumbre, entre dos alambres sujetándolos á ellos con unas anillas. Este marco está cubierto de un tejadillo de corcho, preservado á su vez de la insolacion por otro tejadillo de zinc barnizado. Uno de los lados del techo puede abrirse y levantarse para leer más fácilmente las indicaciones de los termómetros. Todo ello va fijo, por medio de una placa de hierro atornillada, á un poste de $1^m,75$ á $1^m,80$ de altura, plantado en un terreno en que haya yerba. Este abrigo se coloca en lo posible al Norte de un árbol aislado, de pequeñas dimensiones y de follaje poco espeso, para

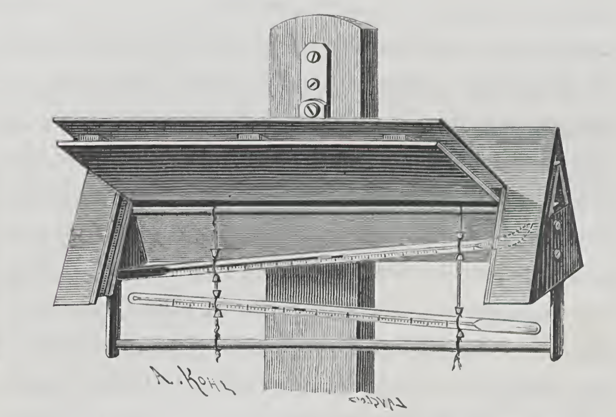


Fig. 61. — Cobertizo de los termómetros de maxima y minima, de la Oficina central meteorológica de Francia

no entorpecer la libre circulacion del aire, sin dejar de impedir que el Sol dé directamente sobre el abrigo en mitad del dia. Segun se ve en el grabado, los termómetros están algo oblicuos, con el depósito hácia abajo y contrapuestos; el cobertizo puede girar alrededor de un

(1) Conviene que las dos placas de hierro laterales sean movibles: una sola, la que está del lado del Sol, se coloca sobre un soporte; y la otra se quita siempre para que los termómetros no reciban el calor que reflejaria la superficie interna de esta. Para tener la completa seguridad de que se ha llenado esta última condicion, es preferible no poner más que una placa, situándola al Este por la mañana y al Oeste por la tarde.

eje horizontal, é inclinándole de modo que el depósito del termómetro de mínima quede hácia arriba, el índice de este termómetro baja por sí mismo al extremo de la columna.»

Acabamos de ver cómo está instalado el cobertizo de los termómetros en Montsouris. «En el observatorio de Greenwich el techo mayor es horizontal, pero sobre él hay otro en forma de tejado. En el observatorio meteorológico de Kew, los instrumentos están colocados en una gran jaula, cuyos lados los forman listones á modo de persianas, y su fondo está enteramente abierto. La instalacion de Montsouris es la más generalmente adoptada en Francia y en Argel. La de Kew es la preferida en Inglaterra y en muchos observatorios del continente.»

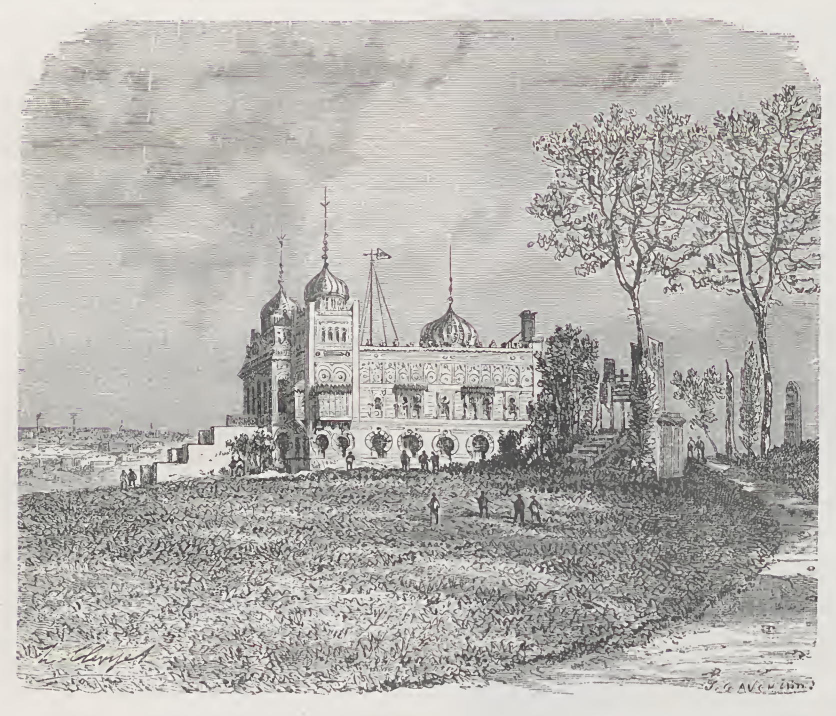


Fig. 62. — Observatorio de Montsouris

Median bastantes motivos para que no todos puedan situar los termómetros en un abrigo establecido en las condiciones que acabamos de describir, siendo muchos los observadores que se ven forzosamente reducidos á colgarlos en la ventana ó balcon de su casa. En este caso deberán escoger con preferencia una ventana que mire al Norte, cuidando de guarecer al termómetro de los rayos del Sol que pudieran dar en él por la mañana ó por la tarde, con unas pantallas de tablas ó placas de zinc que al mismo tiempo le preservarán de la lluvia. Como no siempre es fácil impedir que lleguen á él los rayos solares reflejados por el suelo ó por las paredes vecinas, resulta que los termómetros de las casas particulares marcan temperaturas que difieren más ó ménos de la verdadera temperatura del aire en el país en que están instalados. Estas diferencias son bastante considerables en las ciudades, variando de un barrio á otro, y hasta en un mismo barrio, segun las calles, su orientacion y otras muchas circunstancias. Es indudable que en este caso las indicaciones del termómetro, interesantes para el que las consulta y útiles hasta bajo el punto de vista higiénico, carecen de valor meteorológico, y no pueden servir para el estudio general de las variaciones del calor en la superficie del globo.

Todos los observatorios meteorológicos están dotados hoy de aparatos anotadores, que si en un momento dado no marcan la temperatura con la misma precision que los instrumentos ordinarios, tienen la ventaja de proporcionar indicaciones continuas á cada instante del dia y sobre todo de la noche. Hé aquí la descripcion del anotador termométrico Breguet, adoptado hace algunos años en el observatorio de Montsouris, y reemplazado despues por el anotador Richard y por el termógrafo Salleron:

«El depósito del termómetro consiste en un tubo de cobre delgado de tres metros de longitud y 8 milímetros de diámetro, y doblado en dos brazos paralelos. Del vértice de la curva-

tura parte un largo tubo capilar de cobre, que desemboca en el fondo de la caja metálica correspondiente, cuyo espesor se ha reducido todo lo posible para disminuir su capacidad interior.

Todo ello está exactamente lleno de alcohol rectificado. Sobre la caja hay una pequeña cuchilla, y un alambre de acero encorvado por sus extremos enlaza esta cuchilla con una de las cuchillas de una corta cruz de balanza que lleva la aguja de aluminio encargada de inscribir las variaciones de la temperatura. La longitud del brazo de palanca correspondiente á la caja se puede arreglar con un tornillo de modo que dos milímetros recorridos por la punta de la aguja correspondan á un grado. Cuando la temperatura sube, el alcohol pasa á la caja y aumenta su espesor, sucediendo lo contrario si aquella baja. La capacidad de la caja es una mínima parte de la del tubo, á fin de evitar en lo posible la correccion que resultaria de una diferencia en las temperaturas de las dos partes del instrumento.

Verdad es que esta diferencia está reducida á la menor cantidad, por hallarse situado el anotador en un pequeño pabellon de madera aislado en medio del parque, teniendo una de sus ventanas abierta. Esta clase de barómetros ofrece la ventaja de poder colocar el depósito bastante léjos de los edificios para que estos no influyan en él. Requiere que el aparato esté exactamente lleno de alcohol sin que quede ninguna burbuja de gas; y necesita tambien una tabla de correccion, á causa de la desigual dilatabilidad del alcohol segun las temperaturas.»

El termómetro anotador Richard está basado en las variaciones de curvatura que produce en un tubo metálico muy delgado la dilatacion del alcohol de que está lleno, cuando varía la temperatura del aire ambiente. Estas variaciones de curvatura motivan el movimiento de una aguja, por medio de una biela y un brazo de palanca metálico. La punta de la aguja traza en un cilindro curvas cuyas sinuosidades tienen amplitudes proporcionales á los grados de la escala termométrica.

En otro capítulo describiremos los principales termógrafos usados en los observatorios meteorológicos.

II

VARIACIONES DIURNAS DE LA TEMPERATURA DEL AIRE

Nadie ignora que el momento del dia en que el calor es más fuerte no es precisamente el de la misma mitad de aquel, por más que al medio dia esté el Sol en el punto culminante de su carrera. Cuando hace más calor es por la tarde. Así tambien, tampoco está el aire más frio precisamente á media noche, y las personas madrugadoras saben que su enfriamiento es mayor un poco ántes de la salida del Sol. Pero las impresiones personales no bastan para determinar los momentos precisos del máximum y del mínimum del calor del aire y la marcha de la temperatura entre estos puntos extremos, sino que se ha de consultar el termómetro, y esto á intervalos bastante cortos y durante un espacio de tiempo suficientemente largo para que resulten eliminadas las variaciones accidentales. Observar á cada hora es una tarea sumamente pesada y laboriosa, áun concretándose á las horas del dia. Con respecto á esta clase de trabajos, cítase la serie horaria formada por Ciminello, meteorologista de Padua, el cual consultó el termómetro diez y seis meses consecutivos desde las 4 de la mañana hasta las 11 de la noche, y áun agregó á ella de vez en cuando otras observaciones nocturnas (1). Gatterer en Gotinga, los oficiales de artillería del fuerte de Leith cerca de Edimburgo, en 1824 y 1825, Neuberg en Apenrade, Kupfer en San Petersburgo, Lamont en Munich, Kaemtz en Halle, el capitan Ross en las regiones polares, etc., han contribuido con sus observaciones horarias á determinar la marcha de la temperatura diurna, que hoy se puede conocer de un modo tan completo y tan seguro á la vez, merced á los instrumentos anotadores.

Hé aquí cuál es la ley de estas variaciones en lo que respecta á la zona templada:

Cada dia de veinticuatro horas comprende un máximum y un mínimum de temperatura. El máximum ocurre á eso de las 2 de la tarde y el mínimum cosa de media hora ántes de la

(1) Cuando se interrumpe una serie de observaciones meteorológicas continua, se suelen llenar los vacíos con interpolaciones, es decir, intercalando números calculados segun la hipótesis de la uniformidad de las variaciones del fenómeno ó de cualquier otra ley, segun la probabilidad proporcionada por las observaciones efectivas, precediendo ó siguiendo á los dos instantes entre los cuales existe el vacío.

salida del Sol. Pero estos instantes varían durante el trascurso del año; en invierno, la hora del máximum está más cerca del medio dia, y por el contrario más léjos en verano: así tambien la hora del mínimum está más próxima á la salida del Sol en verano que en invierno. Luégo veremos cuáles son las razones de estas diferencias.

Representando por una curva las variaciones diurnas de la temperatura en las distintas horas del dia y de la noche, veremos que esta curva cambia progresivamente de forma y de extension segun los meses y las estaciones, segun los lugares, su posicion geográfica ó física y la altitud del punto en que está instalado el termómetro. Y no tan sólo cambian las horas del máximum y del mínimum con las circunstancias ó condiciones que acabamos de enumerar, sino tambien la amplitud de las oscilaciones ó la diferencia de los extremos diurnos de temperatura, de lo cual es fácil convencerse examinando las figs. 63, 64 y 65.

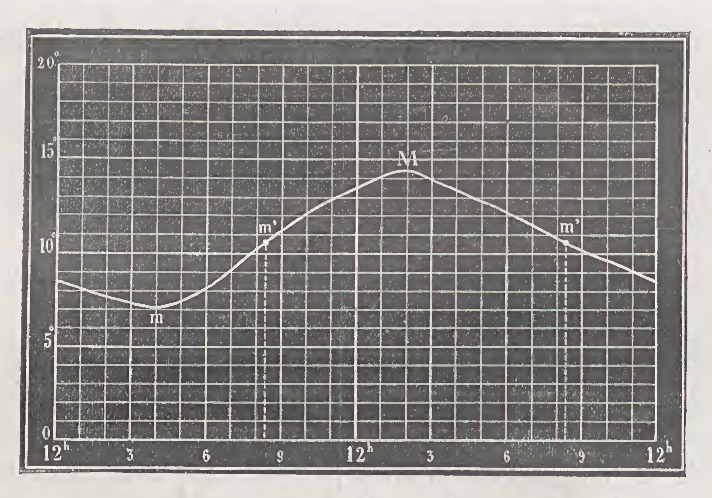


Fig. 63.—Variacion media diurna de la temperatura en Paris

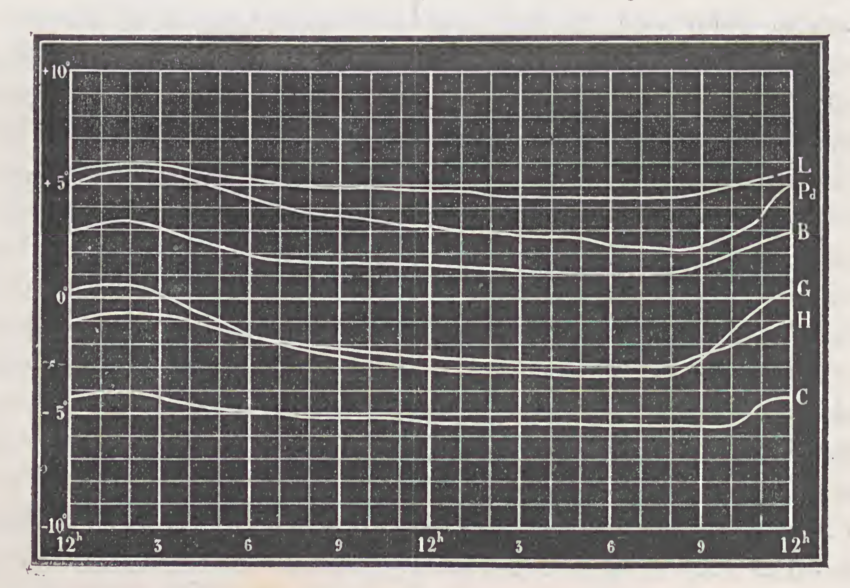


Fig. 64.—Variaciones medias de la temperatura en enero, en Leith, Padua, Bruselas, Gotinga, Halle y Cristiania

La curva de la fig. 63 ha sido trazada con arreglo á los datos reunidos en Paris por Bouvard durante los diez y seis años comprendidos entre 1816 y 1832. El mínimum de la mañana tiene lugar á las 4, el máximum á las 2 de la tarde, y á las 8^h 20^m de la mañana y de la noche se tiene la temperatura media que es de $10^o,67$. Conviene tener en cuenta que esta curva no representa la marcha seguida en Paris por la temperatura en un dia determinado, sino, para cada hora del dia y de la noche, el promedio de las temperaturas observadas á esta hora durante toda la serie de los diez y seis años de observacion que han servido para el trazado

de dicha curva. En realidad, las horas del máximum varían durante el año, sucediendo lo propio con aquellas en que se observa la temperatura media diurna; el promedio de la mañana, más retrasado en invierno, se observa á eso de las 10 en enero, y á las 7 en julio. Nótanse las mismas variaciones con respecto á la hora en que se observa el promedio de la noche. La diferencia de temperatura que existe entre el mínimum de la mañana y el máximum de la tarde, llamada por otro nombre *amplitud* de la variacion diurna, es de 7°,34, segun el grabado;

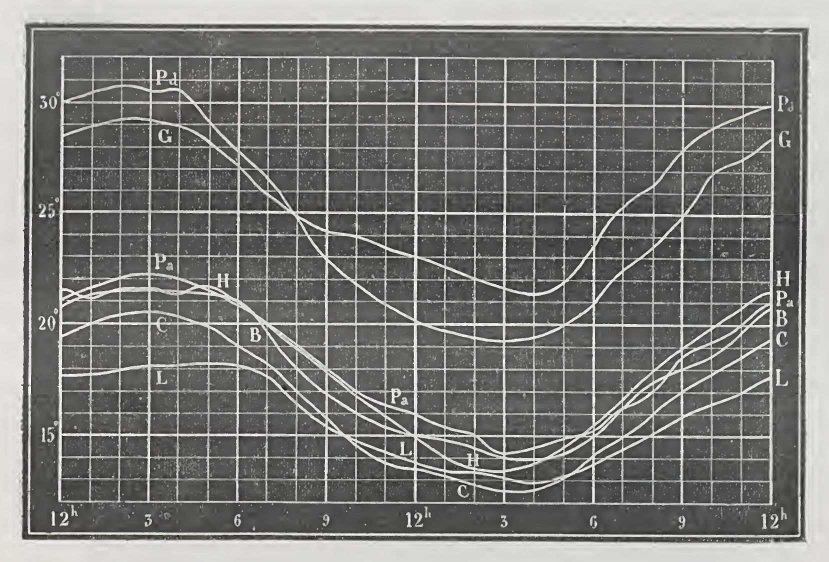


Fig. 65.—Variaciones medias diurnas de la temperatura en julio; zona boreal templada

es la amplitud media del año. Se deducirian números muy distintos si en vez de considerar la amplitud de la variacion diurna para el año entero, se buscara su valor para un dia ó un mes determinado: entónces se echaria de ver que tambien se hace sentir en él la influencia de las estaciones. Para advertir esta influencia, se determina por ejemplo la marcha diurna de la temperatura, tomando el promedio horario de todos los dias de cada mes, y se forman cuadros de estos promedios ó más bien se representa esta marcha por medio de curvas. Nosotros nos limitamos á dar en las figs. 64 y 65 las de las variaciones diurnas de los meses de enero y julio, es decir, del mes más frio y del más caluroso del año, relativamente á algunas estaciones de la zona templada boreal.

El estudio de estas curvas sugiere algunas advertencias. En primer lugar se echa de ver que el intervalo entre el mínimum y el máximum de temperatura es notablemente menor en invierno que en verano; siendo de 14 horas en Halle y de 12 en Cristiania en julio, no es más que de 5 y 6 horas en enero en cada una de estas estaciones. La diferencia ménos notable se advierte en Gotinga (de 11 á 9 horas). La amplitud de la variacion diurna es tambien mucho menor en invierno que en verano en todas partes. Hé aquí sus valores exactos:

VALORES DE LA AMPLITUD

Latitudes	Lugares	en enero	en julio	Diferencia
45°24′ N	Padua. . .	2°,45	9°,39	6°,94
59°55′ N	Cristiania. .	1°,60	8°,10	6°,50
51°31′ N	Gotinga. . .	3°,98	10°,01	6°,03
50°51′ N	Bruselas. . .	2°,17	7°,52	5°,35
55°57′ N	Leith. . .	1°,48	5°,38	3°,90
51°29′ N	Halle. . .	5°,00	8°,23	3°,23

Cuando hayamos analizado las causas de la oscilacion diurna de la temperatura, comentaremos algunas de estas cifras. Todo el mundo sabe que dichas causas son la mayor ó menor intensidad y duracion de la accion calorífica del Sol. Entremos en algunos detalles acerca de este asunto.

Segun las investigaciones actinométricas más recientes, las capas más elevadas de la atmósfera sólo absorben una mínima cantidad del calor solar; á la altitud del monte Blanco, la intensidad de la radiacion tiene aún los $^{16}/_{17}$ del valor que poseia á su entrada en la atmósfera; á la de 1,200 metros todavía no ha perdido más que $^{1}/_{8}$; por último, en Paris, á 60 metros de altitud, sólo está reducida á $^{1}/_{3}$, de suerte que el caldeo directo de todas las capas atmosféri-

cas, casi nulo para las capas superiores, no ha empezado á ser efectivo sino en un espesor que cuando más puede valuarse en la quincuagésima parte del espesor total. Esto se comprende, pues, como sabemos, el aire puro es diatérmano; se caldea muy poco por radiacion directa, y parece probado, especialmente por los experimentos de Tyndall, que debe la mayor parte de su poder absorbente á los vapores que tiene en suspension, ácido carbónico y vapor de agua. Como las capas más bajas son las que las contienen en mayor abundancia, fácilmente se comprende que sean las primeras que se calienten y con más fuerza, ya por la accion directa de los rayos solares, ó ya por la radiacion del suelo con el cual están además en contacto. Estas capas, una vez caldeadas, trasmiten su calor á las que tienen sobre ellas, por conductibilidad y por conveccion á la vez, sobre todo por este último modo de propagacion. Así es como la atmósfera se caldea progresivamente por efecto de las radiaciones caloríficas del Sol.

Pero al mismo tiempo que crece la temperatura del suelo y del aire, ocurre un fenómeno inverso que propende á bajarla, y cuya causa está en la radiacion de la superficie terrestre así como en la de las capas atmosféricas, que envian al espacio cierta porcion del calor que les ha trasmitido el Sol. De este cambio recíproco entre el Sol, la Tierra y la atmósfera, y el espacio, cambio que se efectúa á todas las horas del dia y de la noche, resulta la temperatura que marca un termómetro situado en un punto del medio aéreo. Miéntras el calor recibido en este punto predomina sobre el radiado ó perdido, la temperatura del aire va decrecien-

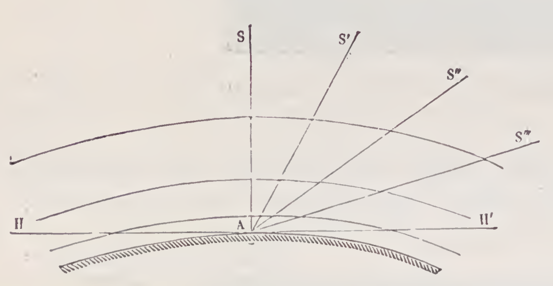


Fig. 66.—Espesores relativos de las capas de aire atravesadas por los rayos solares

Fig. 67.—Disminucion de la intensidad de un haz de luz solar con la oblicuidad

do de un modo continuo, hasta el momento en que igualándose estas dos cantidades se llega al máximum. Ahora bien: desde la salida del Sol hasta el medio dia, instante en que el astro llega á su mayor altura sobre el horizonte, la intensidad del calor solar va creciendo por dos razones: la primera, porque el espesor de las capas atravesadas por sus rayos va disminuyendo más y más, como se ve en la fig. 66; y la segunda, porque la extension de la superficie caldeada por un haz calorífico de seccion dada es tanto menor cuanto ménos oblicuamente da el haz en el suelo (fig. 67), y por consiguiente es tanto mayor la cantidad de calor recibida por la unidad de superficie.

Pasado el medio dia, la intensidad de la radiacion solar empieza á disminuir; sin embargo, aún continúa prevaleciendo la cantidad de calor recibida sobre la que se pierde por vía de radiacion, y sigue acumulándose. Esto nos explica por qué el máximum termométrico se observa despues del medio dia, á la 1 ó las 2 de tarde en invierno, un poco despues en verano, en que el Sol se remonta á mayor altura sobre el horizonte, quedando por consiguiente su accion calorífica más tiempo preponderante.

Trascurrido el momento del máximum, el fenómeno sigue una marcha contraria; la intensidad de la radiacion solar disminuye poco á poco hasta el momento de la puesta del Sol. Desde entónces la radiacion va prevaleciendo y la temperatura baja progresivamente. Tan luégo como el Sol está debajo del horizonte, como ya no hay nada que compense el enfriamiento, el calor acumulado durante el dia se disipa más y más, hasta el momento en que los rayos solares, traspasando de nuevo las capas atmosféricas, inician un nuevo período diurno. De este modo se ve cómo la temperatura no tiene cada dia más que un máximum y un mínimum, y por qué se presenta el primero algun

tiempo despues de medio dia y el segundo poco ántes de la salida del Sol.

Ahora, debemos apresurarnos á añadir que no ocurre todo con la regularidad que supone la explicacion precedente, pues median muchas causas que modifican transitoriamente la marcha diurna de la temperatura, y el estado más ó ménos puro del cielo y más ó ménos cargado de nubes, la calma ó agitacion del aire, su sequedad ó su humedad, intervienen, ya sea para favorecer ó ya para interceptar las radiaciones solar y terrestre. Los esfuerzos de estas influencias opuestas aumentan unas veces y reducen otras la amplitud de la oscilacion termométrica, y á menudo cambian las horas en que se producen las maxima y las minima. Pero todas estas irregularidades accidentales desaparecen, tan luégo como se consideran los promedios horarios de un período de tiempo bastante largo.

La marcha diurna de la temperatura es la misma, ó poco ménos, en todas las latitudes, en las regiones tropicales, en las zonas templadas, donde quiera que el Sol sale y se pone en el intervalo de veinticuatro horas. Pero las amplitudes de la oscilacion son muy desiguales de un punto á otro. Entre los trópicos, la oscilacion es casi constante todo el año, lo cual se explica por las escasas variaciones que ocurren en las alturas meridianas del Sol y en la duracion de su presencia sobre el horizonte. En las inmediaciones de las costas, las brisas marinas que comienzan á soplar á eso del medio dia hacen que baje la temperatura lo bastante para que se adelante la hora del máximum; entónces á veces precede al momento del paso por el meridiano.

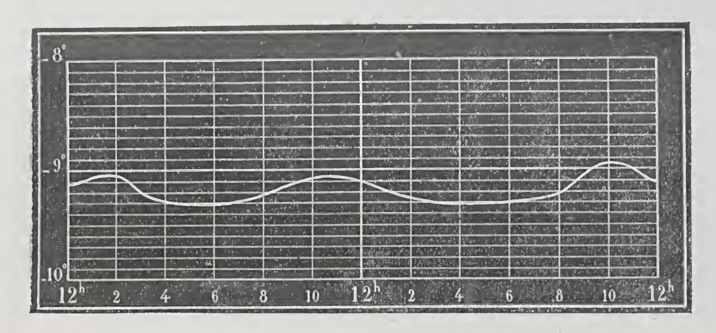


Fig. 68.—Marcha diurna de la temperatura, segun las observaciones hechas en Bossekop durante el invierno de 1838-1839

En las regiones polares, en donde el Sol desaparece enteramente durante dias y hasta meses enteros en la estacion invernal, pero en las que permanece visible sobre el horizonte el mismo espacio de tiempo en verano, la marcha diurna de la temperatura es por el contrario muy diferente segun la época del año. Durante el período de desaparicion del Sol, las variaciones del termómetro únicamente dependen del estado del cielo y de la direccion del viento. Segun Mohn, la diferencia de temperatura en un dia de diciembre en Wardhoe, donde no sale el Sol desde fines de noviembre hasta fines de enero, apénas excede de una décima de grado en el espacio de veinticuatro horas, y en enero la amplitud de la variacion diurna es tan sólo de 0°,5.

La figura 68 representa la marcha diurna de la temperatura en Bossekop, deducida de las observaciones hechas de dos en dos horas durante los cuarenta dias que precedieron y siguieron al solsticio de invierno en 1838-39. Nótase en ella un máximum hácia las 10 de la mañana, y otros dos maxima, uno á las 2 de la tarde y otro á las 10 de la noche; los minima ocurren á eso de las 6 de la mañana y las 5 de la tarde. La amplitud no pasa de 4 décimas de grado.» Seria muy interesante, dice M. Martins refiriéndose á los números que han servido para el trazado de la curva, comprobar la existencia de una onda calorífica diurna que no dependiera de la accion directa de los rayos solares. Falta averiguar si puede explicarse el fenómeno atribuyéndolo á un cambio diurno regular en el estado del cielo ó en la direccion del viento, ó á la variacion diurna de la presion del aire, ó á las auroras boreales, ó á alguna otra influencia local ó general.»

Durante el verano de las regiones polares, se echa de ver la variacion diurna. El Sol no traspone el horizonte, pero cada dia varía su altura sobre él, desde media noche en que es

mínimum, hasta medio dia en que llega á su máximum. La hora del mínimum en Wardhoe es, segun Mohn, la 1 y 9 minutos de la mañana en junio, en cuyo momento la temperatura es de 7°,2. A las 2 y 49 minutos de la tarde llega al máximum ó sea á 10°,7; por consiguiente la amplitud es de 3°,5. Estas diferencias entre la amplitud de la variacion diurna segun la latitud, en invierno y en verano, se explican fácilmente por la duracion relativa de la presencia ó de la ausencia del Sol sobre el horizonte.

Por último, la situacion geográfica influye tambien, aunque de otro modo, en esta amplitud. Si la estacion que se considera está cerca del mar, la desigualdad de temperatura entre el dia y la noche es menor que si se trata de un punto situado en el interior de las tierras. Para darse cuenta de esta influencia basta recordar que el aire de las capas inferiores se caldea en gran parte por su contacto con la superficie del suelo y por la radiacion calorífica de este. Ahora bien, para que el agua de los mares se eleve cierto número de grados, necesita mucho más calor que las partes sólidas de las superficies de las tierras; por consiguiente se caldea mucho más despacio bajo la accion de los rayos solares, y tambien se enfria con ménos rapidez de noche. Su radiacion es asimismo menor, resultando de aquí que el aire en contacto con el mar se caldea y se enfria ménos pronto que el que está en contacto con las regiones continentales; las diferencias de temperatura entre el dia y la noche son pues, á latitud igual, ménos en las estaciones marítimas que en las situadas en el interior de las tierras. La observacion confirma la exactitud de esta prevision teórica. Mohn cita como ejemplos los de Bergen, en la costa occidental de Noruega; y de Barnaul, ciudad de la Siberia meridional, y por consiguiente en el centro del Asia. En la primera de estas estaciones, las temperaturas del máximum y del mínimum diurno son, en enero 1°,2 y 0°,1; en la segunda, —16°,5 y—21°,0. En julio, en Bergen, 17°,1 y 11°,9; en Barnaul, 24°,7 y 13°,5. Vese, pues, que la amplitud es 3°,4 en enero y 6° en julio mayor en la segunda estacion que en la primera. «En otros términos, dice el ilustrado noruego, la amplitud en Barnaul, en enero, es cuádruple de la correspondiente á Bergen, y en julio es casi doble.»

III

TEMPERATURA MEDIA; SUS VARIACIONES.

La definicion de la temperatura media es análoga á la de la presion media atmosférica. Si se observa el termómetro á intervalos iguales y sucesivos, por ejemplo, á cada una de las horas del dia y de la noche, y se divide la suma algebráica de los grados observados por su número, se tendrá la *temperatura media del dia*. De igual modo se tendrá la *temperatura media mensual* tomando el promedio de los promedios diurnos para todos los dias del mes, y si se hace la misma operacion para todos los dias del año, se tendrá la *temperatura media anual* del lugar. No hay nada más sencillo ni fácil de comprender, pero tampoco hay nada de tan prolija ejecucion.

Fuera de esto, todo se refiere á encontrar la temperatura media del dia. Como la lectura de 24 observaciones horarias seria pesada en demasía, se ha procurado simplificar, reducir el número de estas. La experiencia ha demostrado que se podia conseguir de varios modos.

Las más de las veces bastan tres observaciones, y en muchos países se escogen las horas siguientes: 6 de la mañana, 2 de la tarde y 10 de la noche, mediando por consiguiente un intervalo de 8 horas. En Noruega se adopta las 8 de la mañana, las 2 de la tarde y las 8 de la noche, que son á poca diferencia las de los dos promedios y del máximum. La primera combinacion es la que parece mejor, y en tal concepto ha sido recomendada por el Congreso Meteorológico de Viena para todas las estaciones en que sólo se hacen tres observaciones diarias. Si estas se reducen á dos, se pueden hacer á las 8, 9 ó 10 de la mañana, y á las mismas horas de la noche, considerándose la primera de estas series como la más corriente.

Hemos visto que las estaciones meteorológicas agregan siempre á los termómetros ordinarios los de maxima y minima, que, así como los anotadores, permiten conocer la temperatura más elevada y la más baja del dia. ¿No puede deducirse la temperatura media de estas temperaturas extremas, tomando la mitad de

lo que ambas sumen, ó sea su *semi-suma?* La experiencia ha demostrado que de este modo se obtiene un promedio aproximado, que si bien difiere poco del verdadero, no es en rigor este último. Puédese hacerse uso sin embargo de las maxima y de las minima; pero entónces para que resulte la temperatura media diurna, hay que agregar al mínimum el producto del exceso del máximun sobre el mínimum por un coeficiente que varía de un mes á otro, y que únicamente la experiencia puede dar á conocer.

Cualquiera que sea el método adoptado para averiguar la temperatura media diurna de un punto, es indudable que los promedios mensuales y anuales serán tanto más exactos cuanto mayor espacio de tiempo comprenda la serie de observaciones. Si esta se compone de un número suficiente de años, el promedio particular de cada dia, de cada mes, del año mismo, dará la temperatura propia de cada una de estas divisiones del tiempo, cada vez más exenta de las influencias perturbadoras accidentales, y así se tendrá lo que se llama temperatura *normal* diurna, mensual y anual.

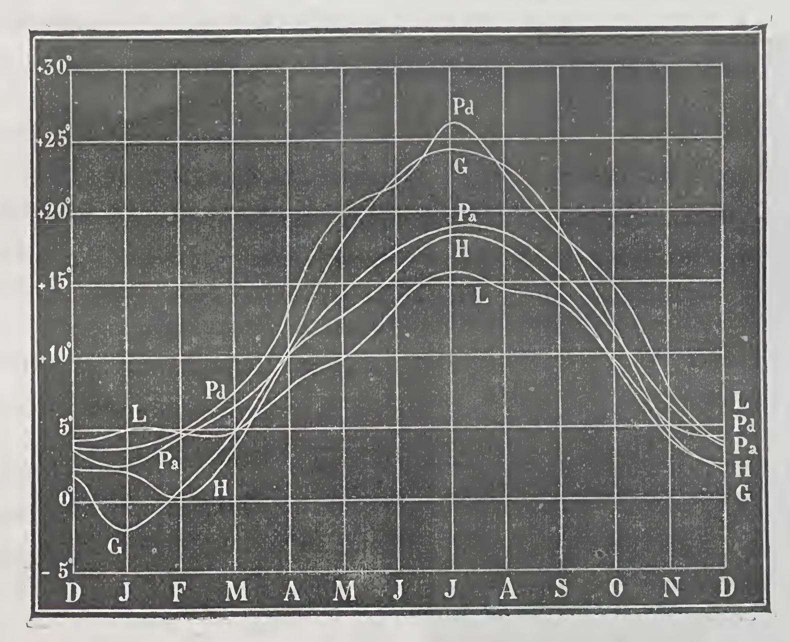


Fig. 69.—Temperaturas medias mensuales en las latitudes medias
L, Leith; Pd; Padua; P, Paris; H, Halle; G, Gotinga

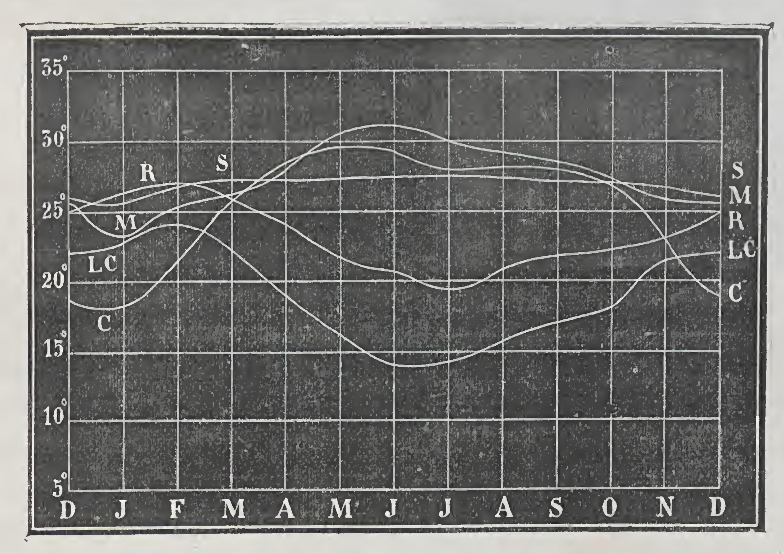


Fig. 70.—Temperaturas medias mensuales en las regiones de la zona tropical
S, Singapore; M, Madrás; R, Rio Janeiro; LC, el Cairo; C, Calcuta

Tomando la serie de temperaturas normales diurnas ó solamente las mensuales de un lugar determinado, como elementos de las curvas capaces de representar la marcha de la tempe-

ratura en dicho lugar, podremos venir en conocimiento de las variaciones y de la periodicidad en el curso de las estaciones, y reconocer el vínculo que las une en su causa comun, la accion calorífica de los rayos solares. Examinemos al efecto las curvas de las figs. 69, 70 y 71, que

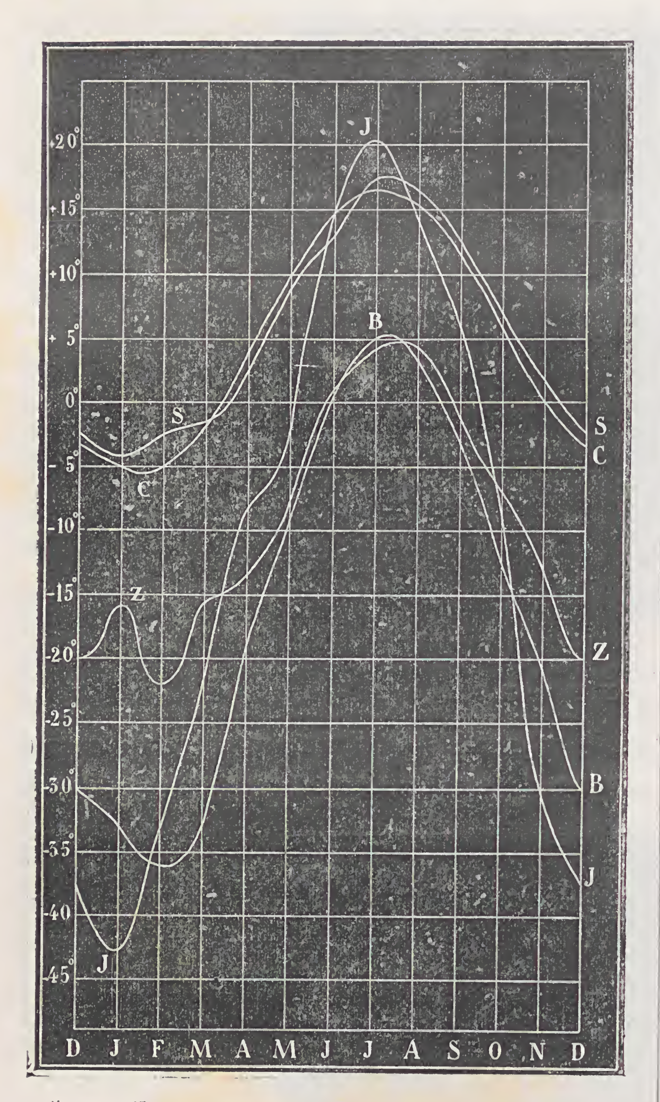


Fig. 71.—Temperaturas medias mensuales en las altas latitudes S, Stockholmo; C, Cristiania; Z, Matotschkin (Nueva Zembla); B, Boothia Felix; I, Iakutsk

representan las temperaturas medias mensuales en la zona templada, en las regiones tropicales y en las altas latitudes de las comarcas polares. Ante todo presentan un carácter comun, que les da una notable semejanza con las curvas de la variacion diurna: el de tener un solo mínimum y un solo máximum (con una ó dos excepciones). Si la estacion pertenece al hemisferio boreal, la época del mínimum es en enero; si al hemisferio austral, en junio ó julio; en ambos casos el descenso extremo de la columna termométrica ocurre algunas semanas despues del solsticio de invierno de la region que se considera. En el hemisferio norte el máximum se presenta en julio, y en el sur en febrero, viéndose que la otra temperatura extrema sigue del mismo modo á la época del solsticio de verano relativa á cada estacion. A partir del mínimum, se ve que generalmente crece la temperatura al principio poco á poco, y luégo con más rapidez, crecimiento que va siendo más lento ántes de la época del máximum. En el segundo período, la marcha de la temperatura es simétrica ó inversa de la primera.

La explicacion de estas fases es enteramente análoga á la que hemos dado para la marcha diurna del termómetro. A partir de enero, los dias empiezan á crecer, y el Sol, que está de dia en dia más tiempo sobre el horizonte, se eleva al mismo tiempo á mayores alturas; las causas de caldeo del suelo y de la atmósfera van aumentando diariamente, al paso que, siendo las noches más cortas, disminuye la radiacion nocturna, causa principal del enfriamiento. La época en que es mayor la intensidad de la radiacion solar es el dia del solsticio de verano. Luégo, durante cierto tiempo, el caldeo diurno predomina sobre la radiacion de las noches, y sigue acumulándose el calor hasta el momento en que hay equilibrio y ocurre el máximum. Para los fenómenos térmicos de la segunda mitad del año y para la época del mínimum se puede dar la misma explicacion, aunque en sentido inverso. Despues del solsticio de invierno, la pérdida de calor ocasionada por la radiacion predomina todavía algun tiempo, por ser más largas las noches, sobre el caldeo del dia, que al principio aumenta de un modo casi imperceptible.

Si del fenómeno, considerado en general, pasamos ahora á comparar las diferencias que presenta en las tres grandes zonas, tropical, templada y polar, échase de ver desde luégo que ofrece mayor regularidad en nuestros climas, ó en las estaciones de latitud media, y tambien que las curvas de los promedios mensuales presentan ménos inflexiones. En Calcuta y en Madrás la curva tiene dos maxima, uno en mayo y otro en agosto; el enfriamiento intermedio parece motivado por la estacion de las lluvias: media además otra razon para que haya dos maxima en la zona tropical: la de que en ella el sol pasa dos veces cada verano por

el zénit del lugar. Pero las diferencias entre las zonas son más marcadas por lo que respecta á la de las temperaturas extremas, ó á la oscilacion anual. En la zona tropical, entre el mes más caluroso y el más frio hay diferencias que varían entre 2° y 12° segun los lugares; en las estaciones de la zona templada, la oscilacion va de 12° á 26°; y por fin, en las altas latitudes, va de 22° (Cristiania) á 61° (Iakutsk). Hay sobre todo que tener en cuenta la influencia de la proximidad ó alejamiento de las costas marítimas, influencia que hemos indicado ya relativamente á la variacion de las temperaturas diurnas. La explicacion es la misma en ambos casos. Hé aquí un cuadro que pondrá de relieve la exactitud de las observaciones que acabamos de exponer:

Estaciones.	Latitud.	Oscilacion anual.
Singapore.. . . .	1° 16′	2°,0
Madrás.	13° 4′	8°,0
Calcuta.	22° 33′	11°,6
Rio Janeiro. . . .	22° 54′	8°,5
El Cabo.	33° 56′	11°,5
Palermo.	38° 7′	12°,8
Padua.	45° 24′	22°,3
Paris.	48° 50′	16°,8
Bruselas.	50° 51′	16°,0
Halle..	51° 29′	17°,9
Gottinga.. . . .	51° 32′	26°,2
Leith.	55° 57′	11°,4
Moscou.	55° 45′	30°,2
Stockolmo. . . .	59° 20′	23°,0
Cristiania. . . .	59° 54′	22°,0
Iakutsk.	62° 1′	61°,6
Boothia-Felix. . .	72° »	41°,0
Matotschkin. . .	73° »	27°,5

El aumento creciente de las diferencias entre los maxima y los minima de temperatura desde el ecuador á las regiones polares queda bien manifiesto en este cuadro, no siendo ménos patentes las que dependen de la proximidad ó lejanía del mar. En Leith, junto al mar del Norte, la oscilacion anual es tan sólo de 11°,4, pero en Moscou, á la misma latitud, es ya de 30°,2. Iakutsck, ciudad situada en el centro de la Siberia oriental, sólo se halla unos 2° más al Norte que Cristiania, poblacion marítima, pero la diferencia de las temperaturas mensuales es casi triple en la primera (62° en vez de 22°). Igual observacion puede hacerse con respecto á las estaciones de Matotschkin y Boothia Felix, la segunda de las cuales se encuentra en el centro de las tierras polares de la América del Norte, al paso que la primera ocupa una situacion más septentrional, pero rodeada por las aguas del Océano Glacial que bañan la Nueva Zembla. Fuera de esto, ya veremos que los vientos reinantes y las corrientes marinas ejercen una influencia considerable en la temperatura media de un lugar influencia que modifica singularmente los resultados que pudieran deducirse de su situacion geográfica.

La marcha de la temperatura en el decurso de un año es la que permite distinguir los períodos conocidos con el nombre de *estaciones*, con sus caractéres meteorológicos, á menudo muy diferentes de una zona á otra. Pero entónces conviene no confundir las estaciones comprendidas de este modo con los períodos del mismo nombre segun los define la astronomía. En el segundo caso, los equinoccios y los solsticios son los que sirven de punto de partida para estas divisiones del año, regulando sus duraciones relativas: el invierno empieza entónces en el solsticio de diciembre, el verano en el de junio; la primavera y el otoño en los dias y á las horas en que caen el equinoccio de marzo y el de setiembre. Las estaciones meteorológicas dividen el año de otro modo. Como el mínimum de temperatura en el hemisferio boreal coincide á muy corta diferencia con la mitad del mes de enero, se ha convenido en considerar esta época como la mitad de la estacion de invierno; la misma época es la del máximum para el hemisferio austral, y por consiguiente será la de la mitad de la estacion de verano. Así tambien, el 15 de julio, época muy próxima al máximum de temperatura, ó al mínimum para el hemisferio sur, será la mitad del estío boreal ó del invierno austral, y se distribuyen del modo siguiente los meses del año entre las cuatro estaciones:

Estaciones del hemisferio boreal		Estaciones del hemisferio austral
Invierno. .	Diciembre, enero, febrero. . .	Verano
Primavera.	Marzo, abril, mayo.	Otoño
Verano.. .	Junio, julio, agosto.	Invierno
Otoño. . .	Setiembre, octubre, noviembre.	Primavera

A veces sólo se hace esta distincion entre dos grandes estaciones meteorológicas, la fria ó *invernal*, y la cálida ó *estival*. En nuestros cli-

mas, la estacion fria comprende los cinco meses de noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo, y la cálida los otros siete meses del año.

Es interesante ver cómo se distribuyen las temperaturas medias diurnas y mensuales de un punto dado en el trascurso del año y de las estaciones. Tomemos á Paris por ejemplo y los sesenta y cinco años de observaciones de la temperatura que se han reunido en el Observatorio, ó sea de 1806 á 1870. La media diurna más baja es la del 9 de enero, 1°,5; y la más alta, la del 15 de julio, 19°,9. La temperatura media anual ha sido en este mismo período de 10°,8; y el promedio diurno ha resultado igual al anual en los dias 20 de abril y 17 de octubre. Casi es ocioso decir que las temperaturas extremas realmente observadas han diferido mucho de las que acabamos de dar. Así por ejemplo, el 20 de enero de 1838, el termómetro descendió á 19° bajo cero, y el 18 de agosto de 1842 subió á 36°,6 sobre cero. Además, las temperaturas medias diurnas de un dia dado, así como las medias mensuales de un mes determinado, pueden variar, y varían en efecto notablemente de un año á otro, al paso que el promedio anual subsiste casi constante. Calculando este por períodos diferentes, los resultados á que se llega apénas difieren en 1 ó 2 décimas de grado, como lo demuestra el cuadro siguiente, tomado del *Anuario del observatorio de Montsouris*:

TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES Y ANUALES EN PARIS, POR PERÍODOS DE AÑOS

	1734-40	1806-20	1821-50	1851-72	1873-81
Enero.	3°,7	2°,1	1°,9	3°,0	2°,5
Febrero.	4°,5	4°,8	4°,1	4°,3	4°,4
Marzo.	6°,3	6°,3	6°,6	6°,4	7°,4
Abril.	8°,9	9°,6	10°,1	10°,7	10°,2
Mayo.	13°,9	14°,8	14°,2	13°,7	12°,8
Junio.	17°,7	16°,5	17°,5	17°,0	17°,2
Julio.	19°,4	18°,5	18°,9	19°,2	19°,2
Agosto.	18°,5	18°,0	18°,7	18°,5	18°,8
Setiembre.	16°,7	15°,4	15°,8	15°,7	15°,5
Octubre.	11°,0	11°,1	11°,4	11°,3	10°,7
Noviembre.	4°,3	6°,4	7°,0	5°,9	6°,5
Diciembre.	3°,9	3°,4	3°,8	3°,4	2°,7
Temperatura media del año (1).	10°,7	10°,6	10°,8	10°,8	10°,7
— en la estacion del calor.	15°,2	14°,8	15°,2	15°,2	14°,9
— en la estacion del frio. .	4°,5	4°,6	4°,7	4°,6	4°,7

Tomando los promedios generales, resultaria 10°,75 ó en números redondos 10°,8 para el promedio anual, 15°,1 para el de los siete meses de la estacion cálida y 4°,6 para los cinco de la fria. Puédense considerar estas cifras como lo permanente en el clima de Paris, durante los dos últimos siglos, por lo que á la temperatura se refiere, bien es verdad que ha habido notables diferencias de un año á otro, pues en 1879 el promedio anual bajó á 8°,7, cifra que no se habia visto desde 1766 y 1767, y en 1811 y 1822 se elevó á 12° y 12°,1.

(1) De las cinco series que forman el cuadro, las cuatro primeras se han obtenido en el Observatorio de Paris y la última en el de Montsouris, que está casi en las mismas condiciones meteorológicas. Pero los instrumentos y los métodos de observacion han variado bastante en estos sesenta y cinco años para que se pueda atribuir á estos cambios una buena parte de las diferencias que presentan los promedios mensuales.

IV

TEMPERATURA DE LAS CAPAS ELEVADAS DE LA ATMÓSFERA

Desde tiempo inmemorial se sabe que la temperatura baja á medida que el observador asciende por las montañas, y las observaciones hechas en globo de un siglo á esta parte han demostrado que se nota tambien este decrecimiento en las capas sucesivas de la atmósfera. Pero ¿qué ley sigue el descenso de temperatura en cuestion? ¿es ó no proporcional á la altura? Difícil seria decidirlo, segun creemos, porque todavía no se han hecho observaciones bastante minuciosas ni suficientemente continuadas acerca de este punto.

Desde luégo hay lugar á distinguir entre la temperatura del aire sobre el suelo de las mesetas y de las montañas, y la de las capas de aire libres de igual altitud. Compréndese en efecto que deba haber aquí una gran diferencia bajo el punto de vista de caldeo y de enfriamiento de dichas capas; en la cumbre de una montaña, la proximidad del suelo y su contacto con la masa de aire que hay sobre él no pueden ménos de ejercer en la temperatura de esta masa, ya de dia ó ya de noche, una influencia á que no está sometida una masa de aire situada á la misma altura sobre el nivel del mar, pero á muchos millares de metros de distancia del suelo de las llanuras. Consultemos desde luégo los hechos.

En julio de 1788, hizo de Saussure, por espacio de diez y siete dias y en la garganta del Gigante situada á 3,428 metros de altitud, toda una serie de observaciones meteorológicas y en

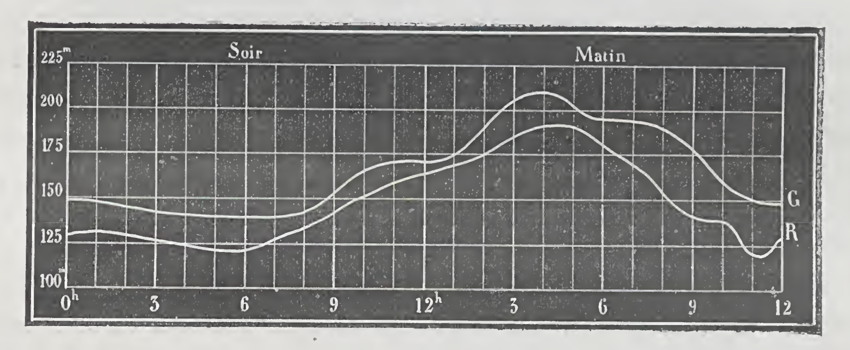


Fig. 72.—Disminucion de la temperatura con la altitud. Variaciones horarias de la altura correspondiente á una baja de 1°

especial de la temperatura del aire, miéntras otros observadores anotaban tambien las alturas del termómetro en Chamounix ($1,050^m$) y en Ginebra (408^m). Las diferencias de temperatura entre la estacion superior y las otras dos variaron, no tan sólo de un dia á otro, sino tambien de una hora á otra en el mismo dia. Tomando el promedio y suponiendo el descenso de temperatura proporcional á la altitud, el ilustre físico dedujo de sus observaciones que

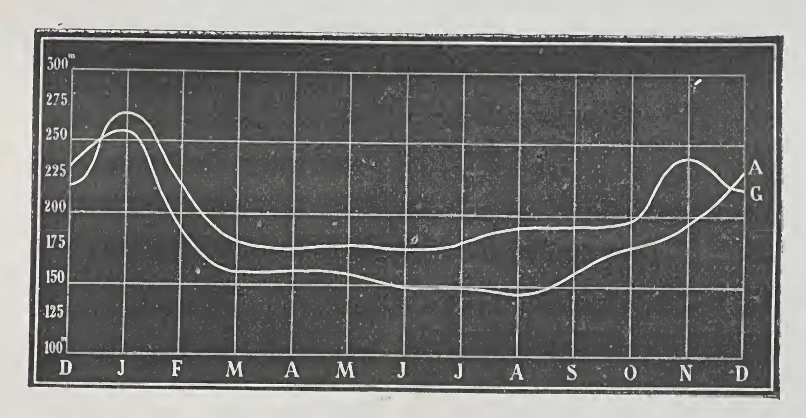


Fig. 73.—Disminucion de la temperatura con la altitud. Variaciones mensuales de la altura correspondiente á una baja de 1°

por la tarde (á las 6) un descenso de 1° centígrado correspondia á una elevacion de 141 metros; á las 4 de la madrugada la baja era ménos rápida, siendo menester ascender 210 metros para hallar una diferencia de 1°; y el promedio de todas sus observaciones indicó 1° por $164^m,69$.

Kaemtz hizo en el Righi, á 1,810 metros de altitud, una serie de observaciones que demostraron la influencia horaria notada ya por de Saussure. Hacíanse las observaciones simultáneas en Basilea, Berna, Ginebra y Zurich. La ley de decrecimiento, más rápido de dia que de noche, da 1° por 121 metros á las 5 de la tarde y 1° por 186 á igual hora de la madrugada. Correspondia por término medio una disminucion de 1° por 149 metros de elevacion vertical.

Adviértese la misma ley en las observaciones simultáneas efectuadas en Ginebra y en el Gran San Bernardo; el descenso de temperatura es de 1° por 276 metros por la mañana en invierno, y por la tarde la observacion da un descenso de 1° por cada 147 metros de elevacion, ó sea 212 por término medio. Humboldt asigna-

ba 1º por 156 á 170 metros en la Europa central, es decir, un promedio de 1º por 163 metros.

«Las observaciones que he hecho, dice, hasta 6,000 metros de altura en la parte de la cordillera de los Andes comprendida entre los trópicos, me han dado una disminucion de 1º de temperatura por 187 metros de aumento en la altura. Treinta años despues, mi amigo Bonpland dedujo un promedio de 175 metros.»

Esta disminucion de la temperatura del aire, deducida de observaciones simultáneas hechas en estaciones de altitudes diferentes, ¿es uniforme entre los puntos extremos? Vamos á citar algunos números que prueban lo contrario. Pero quizás se desprenderia la regularidad de esta ley ó de cualquiera otra de observaciones acumuladas, como resulta claramente indicada la oscilacion diurna del termómetro y del barómetro si se comprende un espacio de tiempo suficientemente largo.

M. Lortet hizo en agosto de 1869 dos ascensiones al monte Blanco, en las cuales tuvo cuidado de anotar las temperaturas del aire, desde el punto de partida hasta la cumbre, en seis estaciones intermedias. Véanse los resultados:

Lugares	Altitudes	Temperaturas del aire	
Chamounix.	1050m	+ 10°,1	+ 12°,4
Cascada del Dard.	1500	+ 11°,2	+ 13°,4
Chalet de la Para.	1605	+ 11°,8	+ 13°,6
Piedra Puntiaguda. . . .	2049	+ 13°,2	+ 14°,1
Grands-Mulets.	3050	— 0°,3	— 1°,5
Gran Meseta.	3932	— 8°,2	— 6°,4
Joroba del dromedario. . .	4556	— 10°,3	— 4°,2
Cumbres del Monte Blanco.	4810	— 9°,1	— 3°,4

Es de notar que en estas dos ascensiones la temperatura empezó por crecer, siquiera débilmente, hasta los 2,000 metros de altitud. El aumento de 1º que al principio fué por cada 410 y 450 metros, luégo por 175 y 525, y finalmente por 317 y 880 metros, fué seguido de un brusco descenso de temperatura, de 1º por cada 75 metros de altura en la primera ascension y por cada 64 en la segunda. Entre los 4,000 y 4,500 metros la temperatura sube levemente hasta la cima del monte.

A pesar de las anomalías que presentan las observaciones en las montañas, pueden darse por establecidas dos leyes: que el descenso de temperatura con la altitud es por lo general más rápido de dia que de noche, y que es tambien más rápido en verano que en invierno.

De las observaciones hechas en las montañas, pasemos á las efectuadas por los aeronautas en las capas elevadas de la atmósfera. Es sabido que Gay-Lussac, en la célebre ascension que hizo en 1804, notó una temperatura de 9º,5 bajo cero, miéntras que la del suelo era de + 28º, ó sea 38º de diferencia en ménos para una altitud de 7,000 metros, esto es, 1º por cada 185 metros de elevacion en la hipótesis de que el descenso fuese uniforme. Pero el ilustre físico pudo cerciorarse de que no existia esta uniformidad durante su ascension: hasta los 3,800 metros, el descenso fué de 1º por 188m,5; entre 3,800 y 5,700, fué de 1º por 185m,8, y más allá de 1º por 161m,2.

Barral y Bixio se elevaron en julio de 1850 á 7,049 metros; al remontarse en su globo, la temperatura al nivel del suelo era de + 18º, y á dicha altitud habia bajado á —39º,7, casi la de la congelacion del mercurio. La baja total 57º,7 indicaba 1º de descenso por cada 122 metros de elevacion. Es verdad que esta temperatura, tan extraordinariamente baja, tenia por causa probable la presencia de una nube formada de agujas de nieve cuyo espesor llegaba lo ménos á 40 kilómetros.

Bravais ha reunido los resultados obtenidos por varios aeronautas, los de Gay-Lussac que acabamos de mencionar y otros varios, de los cuales parece resultar que el descenso de temperatura, bastante rápido al principio á partir de la superficie del suelo, va disminuyendo en seguida hasta los 3,800 ó 4,000 metros de altitud, para acelerarse más y más desde este punto hasta los límites de altura á que han llegado los globos.

En resúmen, la temperatura del aire disminuye, siendo las demás circunstancias iguales, á medida de la altura. La ley de esta disminucion está sujeta á variaciones que dependen de las horas del dia, de la época del año, ó de las estaciones, y de anomalías procedentes de otras circunstancias meteorológicas, como agitacion ó calma del aire, grado de humedad, etc., anomalías que probablemente son más marcadas en las capas inferiores á los límites de las nubes. Más allá de estas debe ser más regular. En la hipótesis de que el decrecimiento fuese unifor-

me y proporcional á la altitud, y admitiendo que 200 metros de elevacion den por término medio un descenso de 1°, á 10,000 metros la temperatura seria de 50° bajo cero, y á 28 kilómetros el frio de las capas atmosféricas llegaría á —140°, es decir la temperatura que Pouillet ha calculado para el espacio interplanetario. Hemos visto que los límites de la atmósfera están probablemente á mayor distancia, de lo cual puede deducirse que el descenso, al principio casi proporcional al aumento de altitud, sigue luégo una marcha más lenta, á medida que se penetra en capas de aire más enrarecidas y elevadas. Mas hay que convenir en que

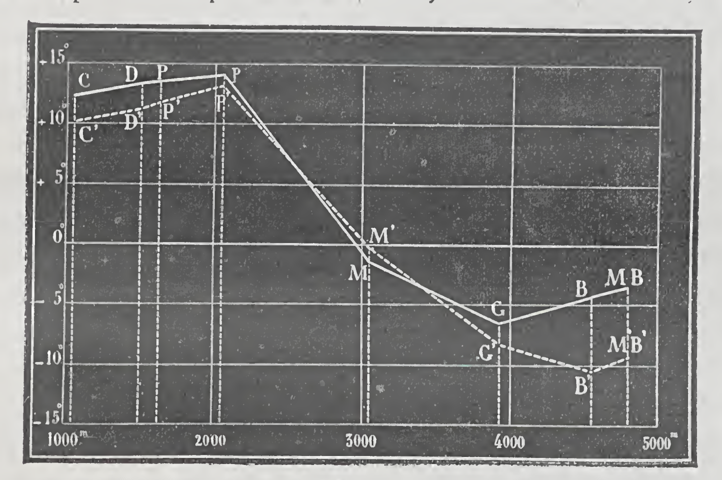


Fig. 74.—Disminucion de la temperatura entre Chamounix y el monte Blanco

todavía son insuficientes los datos para formular la ley, y que las consecuencias que de ellos se pueden deducir adolecen de prematuras ó hipotéticas.

Digamos ahora una palabra acerca de las causas de enfriamiento del aire en las montañas ó en las capas elevadas de la atmósfera.

Pero ántes convendrá que insistamos en un punto que parece en contradiccion con los hechos y con las observaciones que acabamos de mencionar. La intensidad de la radiacion solar ó del foco calorífico que eleva la temperatura del suelo y la del aire es tanto mayor cuanto más considerable la altitud. La razon es muy sencilla. Cuando un haz de rayos solares cae sobre el suelo de una montaña, á 2,000 metros sobre un punto cualquiera de la llanura, su intensidad es mayor porque nó ha sufrido absorcion alguna por parte de las capas superiores de la atmósfera. En un caso, ha atravesado un espesor de aire 2,000 metros menor que en otro. Añadamos que las capas ménos densas, las ménos cargadas de vapor de agua, son las que absorben menor cantidad de calor luminoso, y por consiguiente, un termómetro puesto al sol marca una temperatura más alta en una montaña que en el llano. Pero si la radiacion directa es más intensa, la temperatura del aire mismo, la que marca un termómetro á la sombra, es mucho menor en la montaña que en el llano. De Saussure vió que, en la cumbre del Cramont, un termómetro puesto al Sol en una caja de madera dada de negro, sube 1° más, á la altitud de 2,755 metros, que en Courmayeur, á la de 1,495. Pero el aire era mucho más frio en el Cramont que en Courmayeur. Bravais y Martins han visto «que el calor era mayor en la gran meseta del monte Blanco, donde la temperatura del aire estaba á *bajo cero*, que en el mismo momento en Chamounix, donde el termómetro marcaba 19° tambien á sombra, lo cual consiste en que la gran meseta está á 2,890 metros sobre Chamounix.»

Pues bien, si la intensidad de la radiacion solar disminuye al mismo tiempo que la altitud, ¿por qué es más frio el aire de las montañas ó de las capas superiores de la atmósfera que el de las capas más bajas? Las causas de este fenómeno, tan universalmente comprobado, son múltiples. Vamos á enumerarlas brevemente.

La temperatura del aire depende á cada momento del equilibrio que tiende á establecerse entre el calor que el aire absorbe directa ó indirectamente, y el que pierde por vía de radiacion ó de conveccion. Sabemos que su poder absorbente para las radiaciones luminosas ó directas es muy débil, pero que va creciendo con la densidad de sus capas y sobre todo con

la cantidad de vapor de agua que contienen (1). Así pues, los rayos solares deben caldear más fuertemente, en su trayecto por el seno de la atmósfera, las capas inferiores, que son las más densas y las más cargadas de húmedad. Pero el aire se caldea sobre todo por la radiacion calorífica del suelo, como quiera que el poder absorbente de aquel es mucho mayor para las radiaciones oscuras, siendo tambien las capas inferiores las que recibirán proporcionalmente mayor cantidad, en razon de su densidad mayor y de la cantidad más considerable de agua que contienen.

Si la absorcion de calor por las capas de aire inferiores predomina sobre la de las capas elevadas de la atmósfera y si por tal causa aquellas se caldean más y más pronto que estas, su enfriamiento es por el contrario ménos rápido. En efecto, las capas sucesivas se sirven mutuamente de pantalla ó de resguardo contra la pérdida de calor por radiacion hácia el espacio, de suerte que las más bajas son las que están más preservadas de tal pérdida. A esto hay que agregar que en las cumbres ó en las altas regiones del aire la proporcion de cielo descubierto hácia el cual se efectúa la radiacion es mayor que para un punto del suelo de la llanura. Por último, otra causa de enfriamiento es la evaporacion, tanto más activa cuanto más seco está el aire y más despejado el cielo, y por este concepto la pérdida de calor debe ser mayor á medida que tambien lo es la altura en la atmósfera.

En todo esto hemos supuesto que la atmósfera está tranquila, y que se efectúa el cambio de calor entre sus diferentes capas y el suelo sin que haya pérdida de equilibrio entre ellas. Por lo general no sucede así, porque ciertos puntos de las capas inmediatas al suelo más caldeadas que otras se elevan en virtud de la disminucion de densidad que para ellas resulta, y además, á medida que se elevan disminuye la presion que soportan y su dilatacion va creciendo. Pues bien, á semejante aumento de volúmen, no producido por un trabajo exterior, corresponde necesariamente un consumo de calor; en una palabra, la dilatacion tiene lugar á expensas de la temperatura del aire que se dilata y se enfria al mismo tiempo. Estas corrientes ascendentes tienen como contraposicion corrientes descendentes. Cierta cantidad de aire de las capas superiores más frias acude á ocupar el puesto de la que se ha elevado; sometida al descender á presiones crecientes, disminuye de volúmen; pero como el trabajo de compresion es por el contrario exterior á la masa de aire descendente, produce un aumento de temperatura. Si pues, como dice M. Martins, «la dilatacion del aire de las corrientes ascendentes es una causa de frio para las altas regiones á que aquel llega,» la compresion de las corrientes descendentes produce por el contrario una elevacion de temperatura para el aire de las capas más bajas (2).

Tales son las principales causas de la desigualdad de temperatura que merced á la observacion se han comprobado en las capas sucesivas de la atmósfera; la del frio intenso del aire de las altas montañas ó de las regiones á donde han llegado los aeronautas, y por lo comun las de la baja de la temperatura con la altitud. Las razones que explican estas desigualdades, sirven asimismo para explicar las variaciones que presentan del dia á la noche, del verano al invierno y de una zona á otra. La disminucion de la temperatura es más rápida durante las horas del dia, sobre todo cuando el cielo está sereno, que durante la noche; más rápida tambien en verano que en invierno, por-

(1) En el tomo IV de esta obra hemos dado las cifras siguientes como medida de la absorcion atmosférica á distintas altitudes. De 2,54 calorias que caen en los límites de la atmósfera sobre un metro cuadrado de superficie, 2,392 llegan á la cima del monte Blanco á 4,810 metros de altitud, 2,262 á los Grands-Mulets (3,050 metros), 2,082 al glaciar de los Bossons (1,200 metros), y por fin 1,745 á 60 metros de altitud. Las 315 milésimas del calor total han sido absorbidas en el trayecto total de los rayos solares al través de la atmósfera, 60 por todas las capas superiores á 4,810 metros, 51,94 y 110 milésimas por las capas siguientes, cuyos espesores sucesivos son de 1,760, 1,850 y 1,140 metros. Como se ve, la absorcion va creciendo á medida que la altura disminuye.

(2) Varios meteorologistas, y en especial M. Mohn, han adoptado esta teoría segun la cual las corrientes ascendentes y descendentes deben contribuir á aumentar la temperatura de las capas inferiores. Pero creemos que seria más justo decir que la influencia de estos movimientos intestinos de la atmósfera consiste en mantener la desigualdad de las capas extremas. La masa de aire que se eleva, porque el caldeo que ha sufrido la ha dilatado y hecho ménos densa que las masas de aire contiguas ó superiores, arrastra consigo el calor que consumirá al dilatarse más y más; al llegar á las altas regiones, se enfria y se pone en equilibrio de temperatura con el nuevo medio á donde pasa, y así tambien la masa de aire descendente que la reemplaza, se caldea por efecto de la compresion, y restituye á las capas inferiores el calor que la ascension de la primera les habia quitado.

que todas las causas que hemos enumerado anteriormente son en efecto más activas de dia que de noche y en verano más que en invierno. Estas diferencias son ménos marcadas en el ecuador y en las regiones tropicales, y la disminucion ménos constante en las distintas estaciones, porque estas no presentan contrastes tan bruscos como los de las zonas templadas ó polares.

Por lo que respecta á las anomalías observadas con frecuencia, á las inversiones indicadas por muchos meteorologistas, sobre todo durante los inviernos rigurosos, anomalías é inversiones que han marcado un aumento de temperatura con la altura en lugar de la disminucion normal, pueden explicarse de varios modos. La influencia de los vientos, más ó ménos cálidos segun su direccion, el estado del cielo más ó ménos nublado, el estado higrométrico del aire, son otras tantas circunstancias que se deberian tener en cuenta, en estos casos excepcionales, si se quisiera averiguar las razones de su exencion de la ley general.

M. Fournet ha reunido desde 1839 muchos ejemplos de estas inversiones en Francia y Suiza. Posteriormente se han multiplicado estos ejemplos. Citemos, tomándolo de M. Mohn (marzo 1833), lo que sucede á algunos kilómetros de Christiania, en donde una colina de 450 metros de altitud disfruta en invierno de una temperatura superior á la de la ciudad misma. M. Alluard, director del observatorio del Puy de Dôme, ha hecho interesantísimas observaciones sobre estas inversiones durante el riguroso invierno de 1879-1880, observaciones que vamos á reproducir para terminar este artículo.

«Un fenómeno que ha llamado mucho la atencion, dice, es la diferencia de temperatura de las dos estaciones del Puy de Dôme, puesto que la de la montaña es ménos fria que la de la llanura. Cuando el Limagne está rodeado de nubes y el Sol brilla en el Puy de Dôme, es natural que arriba haga más calor que abajo, de lo cual tuvimos un notable ejemplo del 4 al 14 de enero durante un período de nieblas densas que persistió sin interrupcion por espacio de diez dias. Pero del 15 al 28 de diciembre, estando el cielo sereno, las temperaturas maxima fueron siempre más elevadas en el Puy de Dôme que en Clermont, y como hácia la misma época las temperaturas minima estaban tambien invertidas, resultó que por espacio de quince dias la temperatura media del dia era unos 10° más elevada á 1,100 metros de altitud sobre Clermont. Esta singularidad consiste en que la direccion del viento era Norte ó Noroeste en Clermont estando el aire casi tranquilo, miéntras que en el Puy de Dôme, el viento soplaba con fuerza del Nordeste, á veces del Sudeste ó del Sur, y otras del Oeste (1).

» Lo que me parece todavía más digno de interés, porque no se trata ya de un fenómeno accidental, sino de uno general, es la frecuente inversion de la temperatura durante la noche en los parajes elevados. Ocurre en el observatorio del Puy en todas las épocas del año, segun lo anuncié á la Academia en setiembre de 1878. Quizás se repita algo más en invierno que en verano; pero durante los frios rigurosos de diciembre y enero de dicho año, ha sido mucho más marcada; en el intervalo de dos meses y medio, cincuenta y una noches han sido ménos frias en el Puy de Dôme que en Clermont. Las diferencias son á menudo considerables, como podrá juzgarse por las cifras siguientes, observadas en diciembre (2):

	Clermont (minima)	Puy de Dôme (minima)	Diferencia
17 Diciembre. . .	—16°,7	+ 2°,2	14°,5
21 —	—13°,7	+ 3°,2	16°,9
24 —	—13°,6	+ 2°,4	16°,0
27 —	—15°,7	+ 3°,1	18°,8
28 —	—14°,0	+ 3°,1	17°,1

» ¿En qué condiciones ocurre la inversion de la temperatura con la altitud? ¿Hay alguna relacion entre ella y el estado de la atmósfera? Estas cuestiones están íntimamente enlazadas con las leyes que regulan los grandes movimientos de la atmósfera. Su exámen me ha permitido obtener una solucion inesperada, y esto gracias al invierno riguroso que ha hecho

(1) «Por ejemplo, á las ocho de la mañana del 26 de diciembre el termómetro marcaba —15°,6 en Clermont, soplando un viento casi imperceptible de Noroeste, y + 4°,7 en la cumbre de la montaña, con una calma completa; pero la víspera habia reinado allí un viento del Sur bastante fuerte, que explica la diferencia enorme de 20°,3.»

(2) «En enero estas diferencias son menores, aunque notables: sólo llegan á 10°,3. En febrero y marzo se reproducen todavía los mismos fenómenos.»

patentes ciertas particularidades difíciles de sospechar.

»En virtud de las observaciones hechas en las dos estaciones del observatorio del Puy de Dôme, se puede formular esta regla general: *Siempre que una zona de altas presiones se extiende por la Europa central y sobre todo por Francia, resulta en nuestros climas inversion de la temperatura con la altitud.*

»Naturalmente esta inversion se hace manifiesta sobre todo durante la noche, porque entónces no existen las perturbaciones producidas por la presencia del Sol sobre el horizonte; pero tambien se presenta, aunque raras veces, de dia. Podemos añadir que las diferencias de temperatura entre Clermont y el Puy de Dôme son tanto mayores cuanto más lo son las altas presiones y cuanto que la atmósfera se halla en condiciones de mayor estabilidad.

»Tan luégo como una zona de altas presiones se extiende por el centro de Europa, y particularmente por Francia, la comparacion de nuestros termómetros nos la da á conocer: en seguida hace ménos frio de noche en el Puy de Dôme que en Clermont. Si una perturbacion lejana llega á penetrar en esta zona, obligándola á retroceder á un lado ú otro, la inversion de las temperaturas disminuye ó desaparece en seguida.»

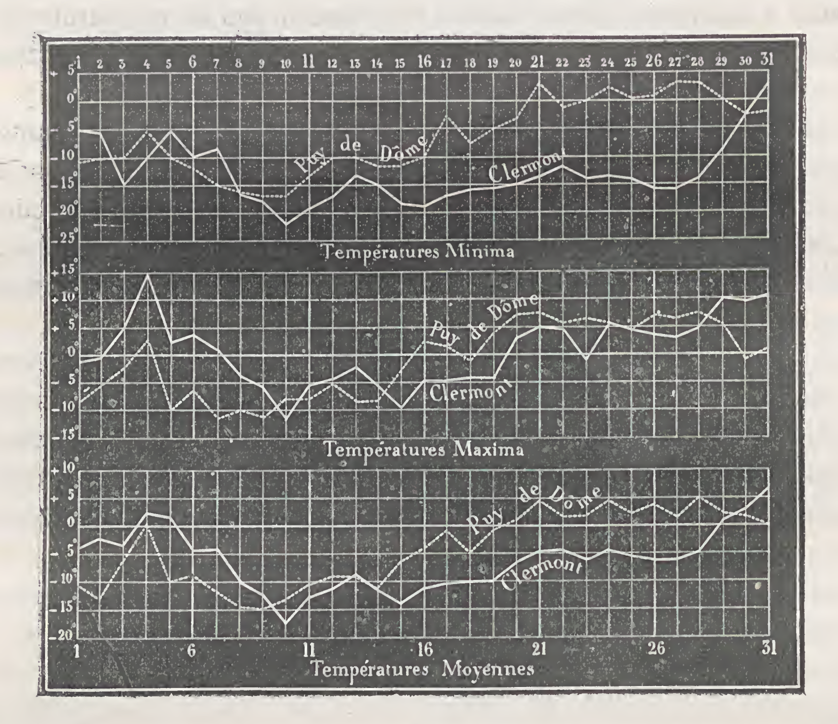


Fig. 75.—Inversion de la temperatura entre las estaciones de Clermont y del Puy de Dôme durante el mes de diciembre de 1879

V

LA TEMPERATURA Y LOS VIENTOS

Todas las causas que hemos enumerado en los artículos anteriores para dar cuenta de las variaciones regulares de la temperatura segun la hora del dia, la época del año, la latitud ó la altitud del lugar en que se observa, tienen una relacion más ó ménos directa con las variaciones de la intensidad calorífica de los rayos solares, ó con las acciones físicas correlativas, pérdida por vía de radiacion, de evaporacion, etc. Hay que agregar tambien los movimientos del aire en sentido de la vertical, asunto del que nos hemos ocupado ya. Pero hay otro agente meteorológico, cuya influencia sobre la presion atmosférica hemos visto que puede modificar y que en efecto modifica á menudo profundamente los efectos que resultan de la combinacion de tan diferentes elementos de la temperatura: ese agente es el viento que, segun su fuerza, y sobre todo segun su direccion, produce en el lugar en donde sopla el descenso ó bien la elevacion de la temperatura. Más adelante estudiaremos estos movimientos de las masas atmosféricas en sí mismos y veremos en qué condiciones dan lugar al enfriamiento ó al caldeo del aire en una region dada. Ahora sólo nos proponemos mostrar la relacion de hecho que existe entre su direccion y la temperatura.

Nadie ignora sin duda que los vientos de la

region Sur son generalmente cálidos en nuestros climas de la zona templada boreal, y que, por el contrario, los de la region Norte son vientos frios. El cuadro siguiente, formado por O. Eisenlohr, que presenta los promedios anuales observados segun la direccion del viento en varias estaciones de Europa, pone de relieve este contraste entre los vientos cálidos y los frios:

	NO	N	NE	E	SE	S	SO	O
Paris.	12°,4	12°,0	11°,8	13°,5	15°,3	15°,4	14°,9	13°,6
Carlsruhe.	11°,5	9°,9	8°,3	8°,5	12°,2	12°,6	11°,0	12°,2
Lóndres.	8°,7	7°,6	8°,1	9°,6	10°,6	11°,3	10°,9	10°,2
Hamburgo.	8°,4	8°,0	7°,6	8°,4	9°,5	10°,0	10°,1	9°,2
Moscou.	3°,3	1°,2	1°,4	3°,5	4°,0	6°,0	5°,7	5°,4

Para tres de estas estaciones, Paris, Carlsruhe y Moscou, el viento más frio es el Nordeste, para Lóndres y Moscou es el Norte. Para todas, excepto para Hamburgo, el viento Sur es el más cálido; pero las cifras que preceden y que siguen demuestran que la direccion del viento más cálido es del S. S. O. Puede hacerse gráficamente visible esta influencia, ó si se quiere esta coincidencia de la direccion de los vientos con la temperatura media del aire trazando lo que se llama una *rosa termométrica de vientos* para cada lugar. La figura 76 es la de Paris para las dos estaciones extremas, invierno y verano, así como el promedio del año.

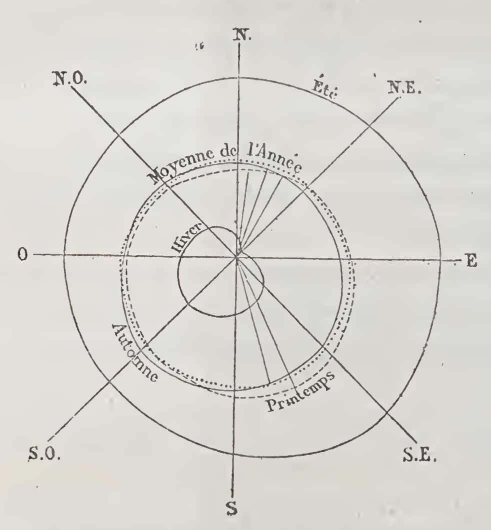


Fig. 76.—Rosa termométrica de vientos en Paris

La comparacion de las dos curvas de invierno y verano muestra que la influencia de la direccion del viento varía en cierto modo con la estacion. Hemos visto ántes que el Nordeste es el viento más frio en Paris para el año antero; en verano es el Norte ó Nornoroeste; en invierno es siempre el Nordeste, pero con una desviacion mucho más marcada. Así tambien, si el viento más cálido del año sopla entre Sur y Sudoeste, en verano la direccion cambia y pasa al Sudeste; y en invierno cambia tambien en sentido contrario, siendo del Oeste. Se pueden explicar fácilmente estas diferencias si se admite la regla, confirmada por numerosos ejemplos, de que los vientos llevan consigo la temperatura del país de que proceden. Así lo ha demostrado M. Mohn trazando el siguiente cuadro de las direcciones del viento para las maxima y las minima de temperatura en diferentes puntos del antiguo y del nuevo mundo:

INFLUENCIA DE LA DIRECCION DE LOS VIENTOS EN LA TEMPERATURA

	INVIERNO		VERANO	
	Temperatura		Temperatura	
	maxima	minima	maxima	minima
Norte de Europa.	O¼S	E¼O	»	»
Sur de Europa.	SO	ENE	E	N
Tierras del Báltico.	SO	ENE	SE	NO
Tierras del mar del Norte.	SO	ENE	ESE	ONO
Alemania central.	SO¼O	NE	SE	ONO
Rusia del Norte.	»	»	SSE	N
Rusia central y meridional.	SSO	NNE	SE	NO
Siberia occidental.	S¼O	N	SSE	NNO
Costas orientales de Asia.	S¼E	NO	»	»
Costas orientales de la América del Norte.	S¼E	NNO	SSO	NE
Costas occidentales — —	S¼E	NNE	»	»
Melbourne (Astralia).	N¼O	E¼S	N¼E	O
Isla de Kerguelen.	»	»	NE	SO

«En la Europa occidental, dice M. Mohn, los vientos de invierno más cálidos proceden del Sudoeste, es decir, de las regiones del mar en las que el eje de calor de la corriente cálida del Atlántico hace que la temperatura sea más alta hácia el Oeste y el Sur. En Rusia y en la Siberia occidental en donde el calor aumenta rápidamente en direccion Sur, los vientos más cálidos vienen tambien del Sur, y en la parte de América y de Asia en que las líneas isotérmicas forman una curva hácia el Nordeste y en donde el calor crece por consiguiente mucho más hácia el Sudoeste, los vientos más cálidos proceden de una direccion que ocupa un término medio entre el Sudeste y el Sur. Los vientos más frios soplan de los lados opuestos, es decir, de las regiones hácia las cuales la temperatura disminuye con mayor rapidez, del Es-nordeste en el occidente de Europa, del Nordeste en Rusia, del Norte en la Siberia occidental y del Noroeste en el Asia oriental. Todas estas direcciones convergen hácia el polo del frio situado en el Norte del Asia. En América la distribucion es análoga; en invierno los vientos más frios de la costa oriental llegan del polo de frio americano, y su direccion es por consiguiente Nor-noroeste.

» En verano, los vientos más cálidos de Europa y de la Siberia occidental proceden del Sudeste, del interior de las tierras cálidas. En la costa oriental del continente, en donde las líneas isotérmicas se dirigen del Oes-noroeste al Es-sudeste, y donde el calor aumenta con mayor rapidez hácia el Sud-sudoeste, los más calidos llegan de este último rumbo. Los vientos más frios de verano son, en Europa, los del Noroeste, procedentes de la region fria del Océano Atlántico del Norte y del mar Glacial. En Noruega, en la Rusia septentrional y en la Siberia occidental, dichos vientos llegan del Norte, es decir, del mar Glacial. En las costas orientales del continente los vientos más frios soplan del Nordeste y los más cálidos proceden de una direccion diametralmente opuesta.»

CAPÍTULO V

EL VAPOR DE AGUA EN EL AIRE. — HIGROMETRÍA

I

FORMACION DEL VAPOR DE AGUA ATMOSFÉRICO. — LA EVAPORACION; SU MEDIDA

La presencia del vapor de agua en el aire, su mayor ó menor abundancia en estado invisible ó aeriforme, su formacion, ora rápida, ora lenta, segun las circunstancias, su precipitacion en el suelo ó en el seno mismo de las capas atmosféricas, originan toda una serie de fenómenos variadísimos, que van á ser ahora objeto de nuestro estudio.

En razon de su orígen comun, estos fenómenos han recibido la denominacion de *meteoros higrométricos* ó *acuosos*, y tambien la de *hidrometeoros*, siendo los que más contribuyen á dar á las diferentes regiones de nuestro planeta su fisonomía particular. En cada region establecen una diferencia ya entre las estaciones del año, ó bien en cada estacion, entre los meses y entre los dias. Su influencia en el desarrollo de los séres organizados, lo mismo en la vegetacion que en la vida y crecimiento de los animales, es inmensa. No es posible imaginarse en qué desierto llegaria á convertirse la superficie del globo terráqueo si no hubiera ningun meteoro higrométrico; únicamente los astrónomos pueden formarse una idea de ello asestando su telescopio al disco de la Luna y contemplando la corteza desnuda y llena de escorias de este cadáver de cuerpo celeste, sin aire, sin agua, sin vida. En cambio, ¡qué espectáculo tan variado y tan mudable ofrece nuestra Tierra! La sequía ó la humedad del aire y del suelo se suceden en ella, en un mismo lugar, en las más amplias proporciones, ora acompañadas de un cielo purísimo ó poco ménos, ora de una luz velada y sombría; brumas, nieblas, nubes, llu-

vias, nieves, leves brisas é impetuosos vendavales, chubascos y tormentas, huracanes y tempestades, con todo su séquito de fenómenos eléctricos, producen en nuestra atmósfera esa asombrosa diversidad de aspectos que la convierten en una especie de kaleidoscopio de imágenes de movilidad y ligereza casi infinitas. Prescindamos sin embargo de considerar dichos fenómenos de este modo, que si es á propósito para conmover al artista y al poeta, no tiene nada que ver con la ciencia, la cual sólo se ocupa de ellos para esforzarse en averiguar sus razones y sus causas.

Más de una vez hemos tenido ocasion de decir que el aire contiene en todo tiempo mayor ó menor cantidad de vapor de agua. Es fácil comprobar su presencia en él, condensando ó precipitando dicho vapor mediante un descenso de temperatura. Cuando subimos desde una cueva ó sótano al aire cálido del exterior ó de un aposento con una botella llena de agua helada, vemos que al punto empaña la superficie del cristal una capa de vaho ó de rocío, la cual no tarda en evaporarse á medida que el agua fria se calienta de resultas de su contacto con el aire exterior. Esta misma precipitacion tiene efecto naturalmente en el aire, motivada por un enfriamiento suficiente, y este es el orígen de las brumas, de las nubes, etc., que indican de este modo la existencia prévia del vapor de agua atmosférico.

Hay un medio fácil de comprobar la presencia del agua en estado de vapor en el aire, medio que consiste en exponer á su accion ciertas sustancias llamadas *delicuescentes:* tales son la potasa, la sosa, la sal marina, que se liquidan ó se deshacen con tanta mayor rapidez cuanto más cargado de vapor de agua está el aire. La humedad es causa de que adquieran mayor longitud muchas sustancias orgánicas, como los cabellos, las astas, las fibras vegetales ó animales; otras se encogen, como las cuerdas de intestinos. Pronto veremos que estas propiedades se utilizan precisamente para medir la humedad atmosférica.

La presencia del vapor de agua en el aire tiene una explicacion sencilla atribuyéndola á la evaporacion espontánea que tiene lugar de continuo en la superficie del globo. El manantial más abundante de esta evaporacion es el mar que, segun hemos visto, ocupa nada ménos que las tres cuartas partes de la Tierra; lo son tambien los lagos, los rios y esa muchedumbre de corrientes que surcan los continentes y las islas. Las partes sólidas contribuyen tambien bastante á la evaporacion, á lo ménos donde quiera que las lluvias impregnan de humedad el suelo. Si la tierra está cubierta de vegetacion, de prados, de campos labrados, ó de bosques, la evaporacion es todavía más activa que en los terrenos desnudos. Las nieves y los hielos emiten tambien vapores, siquiera en menor cantidad en razon de la baja temperatura relativa de las regiones cubiertas por ellos.

Y en efecto, al estudiar las leyes de la formacion de los vapores en el vacío del aire, hemos visto que la evaporacion es tanto más activa y por consiguiente el vapor de agua tanto más abundante, cuanto más alta la temperatura del aire y del agua. Por esta razon es más fuerte en verano que en invierno, y en las regiones tropicales más que en las zonas polares. Y es que el fenómeno de la evaporacion, el paso del estado líquido al gaseoso, no puede efectuarse sin consumir una cantidad de calor equivalente al trabajo de la disgregacion de las moléculas acuosas, calor que forzosamente ha de sacarse del medio ambiente, el cual lo proporciona con tanta mayor facilidad cuanto más elevada es la temperatura.

Si la evaporacion consume calor, es obvio que ha de ir seguida de una baja de temperatura. Y en efecto, cualquiera puede cerciorarse de ello. Es sabido que siempre que, por cualquier motivo, se encuentra una persona en estado de traspiracion y la superficie de la piel cubierta de sudor se expone al aire, se experimenta una sensacion de frio tanto más viva cuanto más intensa es la traspiracion. Si el tiempo es seco, por ejemplo, y el aire está poco cargado de vapor de agua, la evaporacion será más rápida que si aquel se halla próximo á su estado de saturacion. Esta es la razon de que cuando hace un tiempo caluroso y húmedo al mismo tiempo parezca el calor tan intolerable, porque en este caso la evaporacion es casi nula. Pero si una corriente de aire renueva constantemente las partes aéreas puestas en contacto con la piel activando la evaporacion, se sentirá inmediatamente una sensacion

de frescura, consecuencia del enfriamiento debido al fenómeno.

Las leyes de la precipitacion son evidentemente inversas de las de la evaporacion. El vapor de agua atmosférico vuelve á pasar al estado líquido por efecto de un descenso de temperatura; mas al liquidarse, ocasiona un desprendimiento de calor, que es el mismo que habia sido consumido en el acto de la trasformacion en vapor, resultando así restituido. Más adelante tendremos ocasion de decir cuáles son las consecuencias meteorológicas de las leyes que acabamos de recordar sucintamente.

Se ha procurado medir la actividad de la evaporacion, es decir, en volúmen ó en peso la cantidad de agua reducida á vapor en un tiempo dado, y en una superficie determinada, por ejemplo, un metro cuadrado. Los aparatos construidos con este objeto se llaman *evaporómetros*. Digamos en qué consisten y cómo se hace uso de ellos, despues de lo cual veremos los resultados que se han comprobado merced á ellos, ó cuáles son las leyes de la evaporacion en la superficie de la Tierra.

El evaporómetro Piche (llamado así del nombre de su inventor) consiste en un tubo de vidrio *a* (fig. 77), de escaso diámetro, lleno de agua, cerrado en su extremo inferior con un disco de papel grueso y sin cola, que se puede renovar diariamente. Este disco de papel está mantenido en contacto con el agua por otro disco metálico soldado al extremo de un muelle en espiral. El tubo está graduado de modo que cada division corresponde á una centésima de milímetro de la seccion de agua evaporada. El tubo se cuelga al aire libre, en el lugar cuyo poder evaporante está llamado á medir. En el observatorio de Montsouris se le coloca en el cobertizo de los termómetros que hemos descrito ya, pudiéndose observar de hora en hora las fases del fenómeno, las variaciones que sufre la evaporacion de dia y de noche, ó las que presenta en el trascurso de un año.



Fig. 77.—Evaporómetro Piche

Tambien se usan aparatos de superficie de agua libre. Tal es el evaporómetro Delahaye, que consiste en un depósito rectangular de 50 centímetros de lado (0 ,25 de superficie), el cual contiene una capa de agua de un decímetro de profundidad. Un tejadillo de medio metro cuadrado cubre el depósito y lo pone á cubierto de la lluvia sin estorbar los movimientos del aire. En el agua descansa un flotador cuya varilla pone en movimiento, cuando baja, la aguja de un cuadrante haciéndola recorrer una division por cada centésima de milímetro de variacion del nivel del líquido, es decir, de seccion de agua evaporada. Este aparato está colocado en Montsouris en un espacio descubierto, á un metro del suelo, de manera que sea fácil su exámen. Junto á él hay un evaporómetro de Piche. Por término medio, los dos instrumentos marcan la misma cantidad de agua evaporada; pero se ha notado que el disco de papel húmedo del primero da mayor evaporacion que la capa de agua libre entre las 4 de la mañana é igual hora de la tarde, sucediendo lo contrario de las 4 de la tarde á las 4 de la mañana. Como lo hace observar Marié-Davy, esta diferencia revela la influencia de la temperatura. «El agua en masa tarda más en calentarse y en enfriarse que una simple hoja de papel húmedo: la diferencia cambia sin cesar con las condiciones exteriores y tambien con la masa de agua del depósito.»

En lugar de medir la evaporacion del aire, se puede intentar reconocer la evaporacion de la tierra desnuda en virtud de las variaciones que sufre una masa de tierra sobre la cual caen lluvia, nieve y rocío. Del propio modo se puede medir la evaporacion de las plantas. El aparato empleado con uno ú otro objeto lleva el nombre de *atmómetro* ó *atmógrafo*. El adoptado en el observatorio de Montsouris se compone de una báscula cuya tabla está colocada sobre la balanza en lugar de estar lateralmente y debajo: en la tabla se ponen las vasijas llenas de tierra sola, ó bien de tierra cubierta de plantas en plena vegetacion. Del platillo de las pesas parte una varilla que sostiene una probeta con mercurio. Por último un cilidro fijo penetra en el mercurio. Las variaciones de peso de las vasijas llenas de tierra corresponden á movimientos en la probeta, y el cilindro penetra más ó ménos en el mercurio. Estos movimientos se comunican á una aguja móvil cuyo extremo lleva un punzon que inscribe las variaciones de peso; recorre 30 centímetros en un sentido ó en

otro, por cada adicion ó evaporacion de 12 milímetros de agua que experimente la tierra. De este modo se puede apreciar hasta una centésima de milímetro de agua, y los más insignificantes rocíos ejercen su influencia en el aparato.

Pasemos ahora á los resultados obtenidos.

Tomemos por ejemplo la evaporacion medida en Montsouris, durante el año 1875-76, con el evaporómetro Piche, y que ha dado por resultado, por hora y en centésimas de milímetro, las cifras siguientes, promedios del año:

De 6 h. á 9 h. de la mañana	24,4	Total del dia... 198,9
— 9 — 12 —	50,0	
— 12 — 3 de la tarde	65,0	
— 3 — 6 —	59,5	
— 6 — 9 —	35,4	Total de la noche 87,0
— 9 — 12 de la noche	24,0	
— 12 h. n. á 6 h. de la mañana	27,6	

Como se ve, la evaporacion es más activa desde el medio dia á las 3 de la tarde, es decir, durante las horas más calurosas y en general las 12 horas del dia dan más de los dos tercios de la evaporacion total.

Tambien se nota una superioridad marcada de los meses de la estacion calurosa sobre los de la fria. La evaporacion observada en cada uno de los meses del año, de octubre 1875 á setiembre 1876, es la siguiente:

	mm.
Octubre	27,0
Noviembre	42,1
Diciembre	11,5
Enero	7,3
Febrero	33,6
Marzo	68,0
Total en la estacion fria	189,5

	mm.
Abril	110,0
Mayo	154,0
Junio	109,0
Julio	145,1
Agosto	122,8
Setiembre	44,1
Total en la estacion calurosa	685,0

Estos números varían mucho de un año á otro. La suma total de las secciones de agua evaporada, que en 1875-1876 fué de 874 milímetros, y que el año anterior habia sido solamente de 773, se elevó por el contrario á 1,000 milímetros en 1873-74 y á 899 en 1872-73. Además, hay que tener en cuenta que aquí se trata del poder de evaporacion del aire, y no de la evaporacion que ha tenido efecto en realidad. En efecto, los evaporómetros dan en todo tiempo el líquido necesario para el fenómeno, y cuanto más seco es el aire, más abundante es la evaporacion en ellos. Pues bien, dadas estas condiciones, como la superficie del suelo y de las plantas es á su vez poco húmeda, evapora muy débilmente, de suerte que las cifras dadas por los aparatos no se refieren en realidad más que á la evaporacion de las superficies líquidas colocadas en las mismas condiciones, habiendo que aceptar con estas reservas las cifras siguientes que copiamos del tratado de meteorología de M. Mohn y que dan la evaporacion anual en varios puntos del globo:

	Evaporacion anual
Cumaná	3520 milímetros
Marsella	2300 —
Madera	2030 —
Sydney	1000 —
Azores	1200 —
Costas de Inglaterra	900 —
Escocia oriental	800 —
El Helder (Holanda)	600 á 800 —
Lóndres	650 —

Para Paris (Montsouris), el *Anuario* da el promedio de 632 milímetros, deducido de diez años de observacion; pero no se refiere más que á los siete meses de abril á octubre.

Es muy difícil sacar de estos números un promedio general para la evaporacion anual probable en la superficie de la Tierra. Si se conociera este promedio, representaria tambien á no dudarlo la cantidad de agua que se precipita en forma de lluvia, de rocío, de nieve, etcétera, pues ambos fenómenos deben compensarse, ya en el decurso de un año, ó ya en un período más ó ménos largo de años sucesivos. En la hipótesis de que la cantidad de agua eva-

porada naturalmente fuese de 1,000 milímetros, multiplicando este número por la superficie del globo, se tendria el volúmen total de las aguas que cada año se trasforman en vapores por efecto del calor solar, y que á causa del enfriamiento vuelven á pasar en seguida al estado líquido. Esta gigantesca destilacion absorberia nada ménos que 510,000 millones de metros cúbicos de agua ó un peso de 510,000 millones de toneladas.

II

OBSERVACIONES HIGROMÉTRICAS.—LOS INSTRUMENTOS Y SUS USOS

La *higrometría* es la parte de la meteorología que tiene por objeto la averiguacion de las leyes de variacion del vapor de agua atmosférico, segun las épocas y los lugares. Para conseguirlo, recoge el mayor número posible de observaciones hechas con instrumentos especiales á propósito para medir la cantidad de dicho vapor ó su tension en el aire: estos aparatos son los higrómetros. Antes de describirlos, recordemos los principios en que está basada su construccion.

El aire atmosférico á una temperatura dada, puede contener una cantidad muy variable de vapor de agua, desde la sequedad absoluta, en que esta cantidad es nula (circunstancia que casi nunca ocurre en la naturaleza), hasta el punto de *saturacion*, en que llega á su máximum. Llámase *estado higrométrico* ó *humedad relativa* del aire á la relacion que existe entre el peso del vapor que este contiene en el momento de la observacion y el peso máximum que tendria dicho vapor si el aire estuviera saturado á la misma temperatura. Como la relacion de los pesos es siempre casi igual á la de las tensiones del vapor, la definicion del estado higrométrico puede enunciarse tambien de este modo: la relacion entre la fuerza elástica del vapor de agua atmosférico en el momento en que se observa y su fuerza elástica máximum á la misma temperatura.

El método más exacto para medir el peso del vapor de agua del aire consiste en hacer pasar un volúmen de aire conocido por un tubo lleno de cloruro de calcio ó de piedra pómez empapada de ácido sulfúrico. El tubo pesado ántes y despues de la operacion da por diferencia el peso del vapor de agua absorbido. Si el volúmen de aire que ha atravesado el tubo es de 125 litros, por ejemplo, y si la diferencia de las pesadas es de 30 centímetros, se deducirá de aquí que el peso del vapor de agua es de 2,4 gramos por metro cúbico de aire.

El aparato que sirve para esta operacion y que se llama *higrómetro químico*, está representado en la fig. 78. A y B son dos vasijas

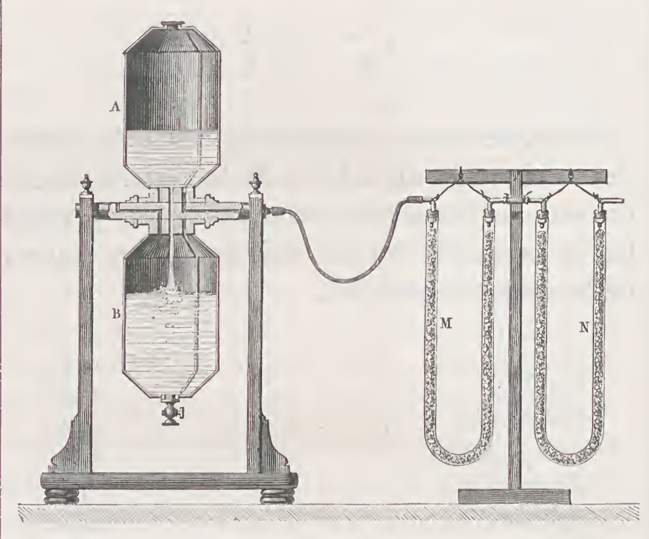


Fig. 78.—Higrómetro químico

cilíndricas de capacidad igual puestas en comunicacion por un tubo central; pueden oscilar alrededor de un eje comun, y gracias á un sistema de conductos practicados en el interior de este eje, el depósito inferior comunica siempre con la atmósfera, y el superior, por un tubo de goma, con una serie más ó ménos numerosa de tubos en U, como M y N. Se llena de agua la vasija inferior, y estando el superior lleno de aire, se hace oscilar el aparato. En seguida el agua de A pasa á B, y el vacío que se hace entónces sobre el líquido atrae el aire exterior por los tubos en U, donde este deposita su vapor de agua. Terminado dicho paso, se imprime al aparato otra oscilacion, y á cada operacion, la capacidad de uno de los depósitos da la cantidad de aire que pasa.

Del peso del vapor de agua se puede deducir su fuerza elástica. Dividiendo esta por la tension máximum correspondiente á la temperatura del aire, se tendrá el estado higrométrico. Este procedimiento, á causa de su duracion, no es de cómoda aplicacion en los observatorios meteorológicos; pero de vez en cuando puede

servir en ellos para comprobar las indicaciones de los higrómetros de uso constante.

Estos pueden dividirse en tres categorías: los *higrómetros de condensacion*, los de *absorcion* y los *sicrómetros*.

Conocida la temperatura del aire exterior, su tension elástica máximum lo es tambien. Para conocerla basta consultar las tablas de Regnault, ó las curvas trazadas en vista de ellas (fig. 79). Así pues, si se tuviera la tension del vapor de agua contenido en el aire en el momento de la observacion, se tendria el estado higrométrico buscado. Para ello se enfria progresivamente una placa metálica bruñida hasta que se deposite en ella una capa de rocío que empañe su superficie, y se anota la temperatura de la placa, que es aquella á la que quedaria saturado el aire por el vapor de agua que contiene y que por esta razon se llama *punto de rocío*. Las tablas ó las curvas dan la fuerza elástica correspondiente y dividiéndola por la tension máximum encontrada más arriba, y multiplicando el cociente por 100, se tiene el estado higrométrico ó la humedad relativa.

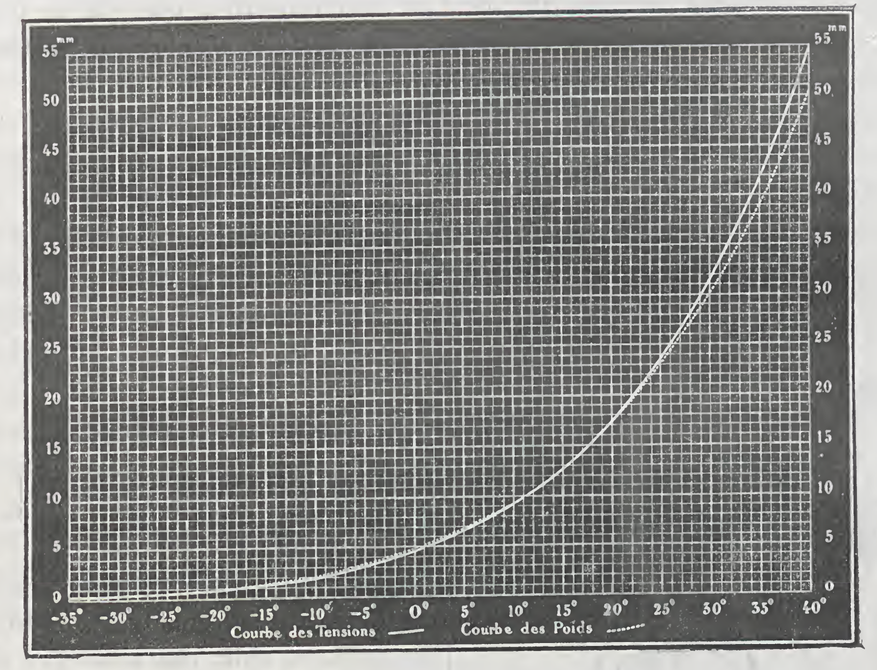


Fig. 79.—Curvas de la tension y del peso del vapor de agua, segun Regnault

Tal es el principio de los *higrómetros de condensacion* (1).

La figura 81 representa el de Daniell. Es un tubo dos veces acodado llevando dos bolas: una, A, de vidrio de color oscuro, azul ó negro, y llena hasta la mitad de éter, en cuyo líquido

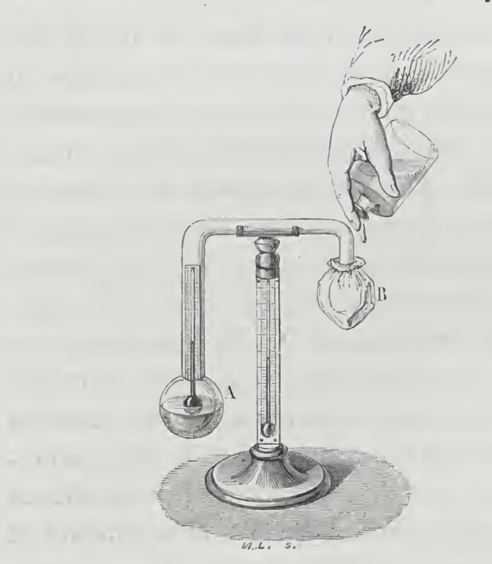


Fig. 81.—Higrómetro de Daniell

está metido el depósito de un termómetro. La otra, B, está vacía, ó sólo contiene vapor de éter; está rodeada de un lienzo muy fino en el cual se echa éter, hasta que el enfriamiento producido por la evaporacion dentro de A hace que se forme un depósito de rocío en la superficie ex-

(1) Le Roy, físico francés del siglo pasado, discurrió el higrómetro más antiguo de este género. Una vasija de estaño conteniendo agua y un termómetro metido en el líquido, formaban todo el aparato (figura 80). Se echaban sucesivamente pedazos de hielo en el agua para enfriarla, y se aprovechaba el momento en que, habiéndose comunicado este enfriamiento á la capa de aire que habia sobre la vasija, un depósito de rocío empañaba la superficie brillante del estaño. El termómetro indicaba la temperatura correspondiente. El aparato no era susceptible de gran precision, y al evaporarse el agua de la vasija, podia alterar el estado higrométrico del aire ambiente.

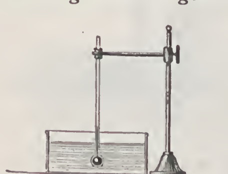


Fig. 80.—Higrómetro de Le Roy

terior de esta última bola. La temperatura marcada por el termómetro interior da el punto de rocío; la del termómetro fijo á la columna del aparato, la del aire.

Regnault ha construido un termómetro de condensacion que no tiene los defectos del de Daniell (1).

Se compone de un dedal de plata bruñida muy delgado, sobre el cual hay un tubo de vidrio D tapado con un tapon. T es un termómetro muy sensible, cuyo depósito penetra en el éter de que está lleno el dedal. Un tubo A,

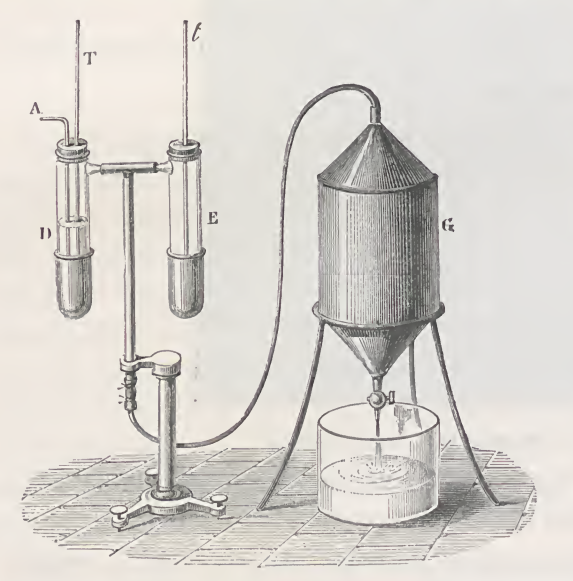


Fig. 82.—Higrómetro de Regnault

que pasa al través del éter hasta el fondo del líquido permite que el aire exterior penetre en él agitándole, lo cual produce una evaporacion rápida y un enfriamiento del éter. El aire exterior es atraido á consecuencia de la salida del agua de un aspirador G que comunica con el tubo por un conducto de goma. Tan luégo como se forma el depósito de rocío, se anota la temperatura del termómetro T. Se interrumpe la aspiracion, el enfriamento, y se anota de nuevo la temperatura en el momento en que ocurre la desaparicion del vaho que cubre la plata bruñida. Tómase por punto de rocío el promedio de estas dos temperaturas, que, si la operacion se ha hecho bien, no difieren más que en una ó dos décimas de grado.

Hay además otro tubo E provisto de un dedal de plata bruñida semejante al primero, pero sin éter, que, en virtud de la comparacion de su superficie con la del dedal enfriado, permite juzgar del momento exacto en que el vaho aparece ó desaparece. A veces se adapta á él un termómetro *t* que da la temperatura del aire, pero es mejor observar esta temperatura exteriormente.

La persona que observa el higrómetro de Regnault se sitúa cerca del aspirador, alejada convenientemente del aparato, y examina las superficies de los dos dedales y lee las indicaciones del termómetro con un anteojo.

El ilustrado director del observatorio del Puy de Dôme, M. Alluard, ha introducido una modificacion muy acertada en la forma del higrómetro de condensacion. Las dos superficies metálicas y bruñidas, una de las cuales está en contacto con el éter y se enfria, miéntras que la otra continúa á la temperatura exterior, son planas: la primera es un rectángulo que va metido en la segunda pero sin tocarla. El contraste entre esta, que conserva siempre su brillo, y la otra en el momento del depósito de rocío, permite comprobar aún más fácilmente el instante de dicho depósito.

En las observaciones meteorológicas corrientes se emplea, con preferencia á los higrómetros de condensacion, el *sicrómetro*, que no es otra cosa sino un doble termómetro, estando siempre seco el depósito de uno de los instrumentos, miéntras que el del otro, rodeado de muselina, permanece constantemente mojado. La evaporacion es tanto más activa en la superficie de este último cuanto más dista el aire del punto de saturacion; resultando de aquí un enfriamiento que hace que el termómetro mojado esté siempre á una temperatura inferior á la del seco. En el único caso en que el aire estuviera saturado, y en que por consiguiente la evaporacion y el enfriamiento fuesen tambien nulos, los dos ter-

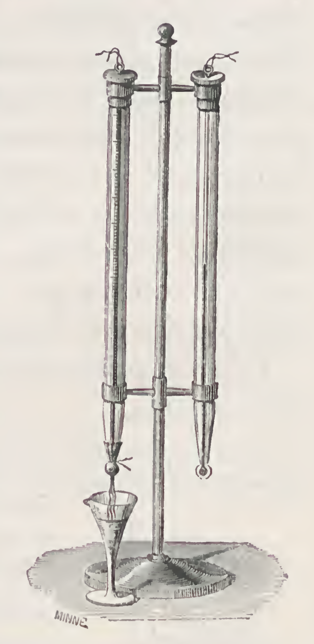


Fig. 83.—Sicrómetro

(1) Véase en qué consisten estos defectos: dificultad de regular la marcha del enfriamento: diferencia entre la verdadera temperatura del punto de rocío que está en la superficie del éter y no en el interior del líquido; influencia de la presencia del operador, y tambien del agua mezclada siempre con el éter derramado exteriormente, en el estado higrométrico del aire ambiente.

mómetros marcarian la misma temperatura.

Digamos cómo se observa el sicrómetro.

Algunos minutos ántes de la observacion, se introduce la bola del termómetro húmedo en agua de lluvia á la temperatura ordinaria, de modo que tenga tiempo de adquirir la estacionaria que resulta de la evaporacion y de la accion del aire exterior. A menudo el lienzo que rodea el depósito está en comunicacion constante con el agua de un tubo ó de una vasija por medio de una mecha ó trenza de algodon siempre empapada de ella. Si la temperatura está bajo 0°, el agua que contiene la muselina deberá congelarse y el depósito del termómetro cubrirse de una capa de hielo, lo cual exige á veces algun tiempo para cada observacion sicrométrica.

Se han calculado tablas merced á las cuales, una vez conocidas las temperaturas de los termómetros seco y mojado y calculada su diferencia, se puede averiguar el estado higrométrico correspondiente (1).

Ocupémonos ahora de la tercera clase de instrumentos propios para medir la cantidad de vapor de agua del aire, de los *higrómetros de absorcion.*

De Saussure ha construido un higrómetro de este género basado en la prolongacion que experimenta un cabello á causa de la humedad que absorbe, prolongacion tanto mayor cuanto más próximo está el aire á su punto de saturacion, cualquiera que sea la temperatura. En su estado ordinario, los cabellos tienen una materia grasa que se opone á esta absorcion; para quitársela, aquel físico los lavaba en agua hirviendo ligeramente alcalina. Hoy se prefiere lavarlos simplemente con éter, para evitar la alteracion que puede causar una temperatura elevada. Limpio de este modo un cabello, puede estirarse $^{1}/_{80}$ próximamente de su longitud total entre la sequedad extrema y la humedad absoluta, visto el estado de saturacion del aire.

Véase cómo construia su higrómetro el ilustre físico.

Ataba un cabello por una punta á una pinza sujeta en el interior de un marco metálico, y la otra punta se enrollaba en la garganta de una polea que llevaba en su eje una leve aguja. Una pesa atada con una hebra de seda á la misma garganta tenia siempre tensa la seda. La graduacion del instrumento se hacia del modo siguiente: se le colocaba primero debajo de una campana que contenia aire y una sustancia delicuescente, cal viva ó ácido sulfúrico. Esta sustancia absorbe enteramente el vapor de agua: el cabello se encoge y hace que la aguja gire en un sentido: al cabo de dos ó tres dias se queda estacionada, y entónces se traza un 0

(1) Véase un fragmento de una de estas tablas:

DIFERENCIA ENTRE LOS TERMOMÉTROS SECO Y HÚMEDO	TEMPERATURA DEL TERMOMETRO HUMEDO										
	15°	16°	17°	18°	19°	20°	21°	22°	23°	24°	25°. . .
	Estado higrométrico										
4°,0	63	64	65	66	66	67	68	69	69	70	71. . .
4°,2	61	62	63	64	65	66	67	67	68	69	70. . .
4°,4	60	61	62	63	64	65	65	66	67	68	68. . .
4°,6	58	59	61	62	62	63	64	65	66	66	67. . .
4°,8	57	58	59	60	61	62	63	64	65	65	66. . .
5°,0	55	57	58	59	60	61	62	63	63	64	65. . .
5°,2	54	55	56	58	59	60	60	61	62	63	64. . .
5°,4	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63. . .
5°,6	51	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62. . .
5°,8	50	51	53	54	55	56	57	58	59	60	60. . .
6°,0	49	50	52	53	54	55	56	57	58	59	59. . .

Demos un ejemplo del uso de estas tablas. Sea:

Temperatura del termómetro seco. . . . . + 23°,4
— del — mojado. . . . + 18°,0

La diferencia de las temperaturas es en este caso 5°,4. Se busca este número en la primera columna de la izquierda, y se sigue la columna horizontal que empieza por 5°,4 hasta encontrar la línea vertical que corresponde á la casilla 18° del termómetro mojado, y se vendrá á parar al número 56, que es el estado higrométrico correspondiente. En una palabra, el aire contiene las 56 centésimas del vapor de agua que le saturaria á la temperatura de + 23°,4.

Se interpolaria en el caso en que las cifras dadas por la observacion estuviesen comprendidas entre las de las tablas. Los termómetros seco y mojado marcan por ejemplo + 19°,8 y + 15°,6: diferencia 4°,2. El estado higrométrico está comprendido entre 61 y 62. Por interpolacion resulta 61,6.

en el punto del arco recorrido por la punta de la aguja en que esta se detiene: dicho punto es el de la mayor sequía. Colócase despues el aparato debajo de una campana en la que se ha puesto agua ó que tiene sus paredes mojadas de ella; el cabello se estira, la aguja marcha en sentido contrario, hasta que se detiene en un punto que se marca con el número 100; es el de la humedad absoluta.

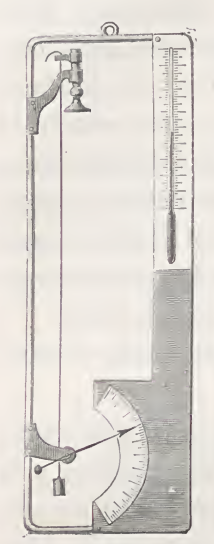


Fig. 84.—Higrómetro de cabello de Saussure

Se divide entónces el arco recorrido en 100 partes ó *grados higrométricos*, ó sea en partes proporcionales al estado higrométrico, lo cual exige que se disponga de una tabla de graduacion que permite pasar de un modo de division á otro. En efecto, el higrómetro de cabello da siempre indicaciones idénticas si está colocado en las mismas circunstancias; en el aire saturado marca siempre 100° cualquiera que sea la temperatura, y en el aire perfectamente seco, 0°; pero estos grados (ó centésimas de arco) no son proporcionales á los estados higrométricos, por lo cual se ha tenido que recurrir á varios procedimientos experimentales para encontrar la relacion que existe entre las divisiones del higrómetro y dichos estados, que son la medida de la humedad relativa; de Saussure, Gay-Lussac y Melloni han calculado tablas que dan esta correspondencia.

El higrómetro de cabello es de uso cómodo y sencillo para las observaciones meteorológicas ordinarias; pero, segun lo advierten las *Instrucciones* de la Oficina central meteorológica de Francia, «está bastante sujeto á descomponerse, por lo cual jamás se le debe emplear solo. Es indispensable comprobarlo con un sicrómetro, al ménos cada dos ó tres dias, ó mejor aún con un higrómetro de condensacion. Se le arregla dando vuelta al tornillo que lleva en su parte superior. Tomando estas precauciones se pueden obtener de él indicaciones bastante buenas, comparables con las del sicrómetro, y aún durante las heladas del invierno, es preferible á este último aparato, cuyo uso ofrece grandes dificultades y está sujeto á muchas incertidumbres.»

En el observatorio de Montsouris se emplea un higrómetro de crin, la cual, más resistente que el cabello, pero que se estira ménos por efecto de la absorcion de la humedad, se ha debido poner de mayor longitud; una polea de envío, sobre la cual se replega en lo alto del marco, evita el tener que dar á este dimensiones molestas. En el higrómetro de cabello de Monnier (fig. 85), el cabello se replega dos ve-

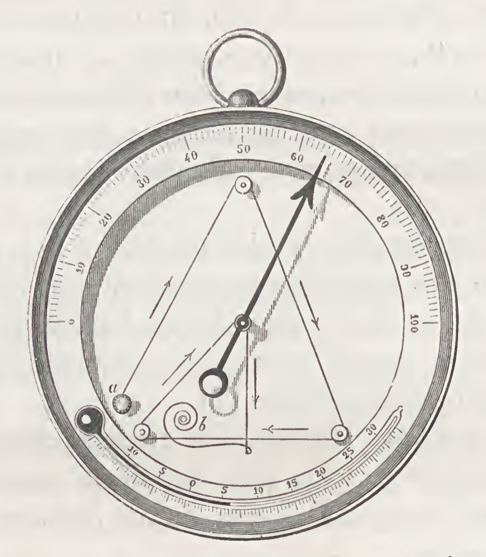


Fig. 85.—Higrómetro de cabello, de Monnier

ces, pudiéndose así introducirlo todo en una caja circular muy manuable.

III

VARIACIONES HIGROMÉTRICAS DIURNAS, MENSUALES Y ANUALES

Con los instrumentos cuya descripcion acaba de leerse, se puede averiguar de hora en hora, por ejemplo, ya la tension del vapor de agua contenido en la atmósfera en el momento en que se observa, ó bien la humedad relativa ó el estado higrométrico, esto es, la relacion entre esta tension y la tension máximum del aire saturado á la misma temperatura. En el primer caso, el resultado se expresa en milímetros y fracciones de milímetro, como la presion; en el segundo, es un número abstracto que da, en centésimas de la humedad absoluta, el valor de la relativa.

Acumulando las observaciones, y tomando los promedios como hemos dicho ya acerca de la presion y del calor del aire, se puede seguir por dias, por meses ó por estaciones y por

años, la marcha de uno de los más importantes elementos meteorológicos en cada lugar.

Como la formacion del vapor de agua está esencialmente ligada con las fluctuaciones de la temperatura, puede preverse que en las variaciones de su tension encontraremos los mismos períodos diurnos, mensuales, etc., que hemos advertido con respecto al calor.

Hablemos ante todo de la variacion diurna. Observemos en la fig. 86 los contornos de la

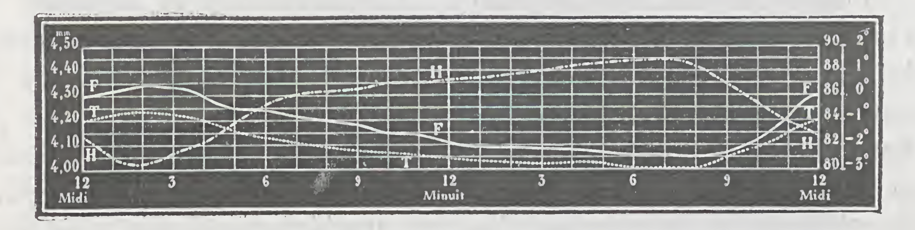


Fig. 86.—Variaciones diurnas de la tension del vapor de agua y del estado higrométrico, en Halle, en enero: FFF, curva de las tensiones; TTT, curva de las temperaturas; HHH, curva del estado higrométrico ó de la humedad relativa

curva FFF que representa la tension del vapor de agua en Halle, durante todas las horas de un dia del mes de enero; y veremos cómo aumenta desde el medio dia hasta las 2 de la tarde en que llega á su máximum, y cómo disminuye luégo progresivamente hasta las 8 de la mañana siguiente, es decir, hasta la hora de la salida del Sol, que es la del mínimum. En seguida emprende una marcha ascendente hasta pasado el medio dia, momento que, segun acaba de verse, es el más caluroso del dia y en que llega á su máximum. En una palabra, la curva de la variacion diurna de la tension es, á poca diferencia, paralela á TTT, curva de la tempe-

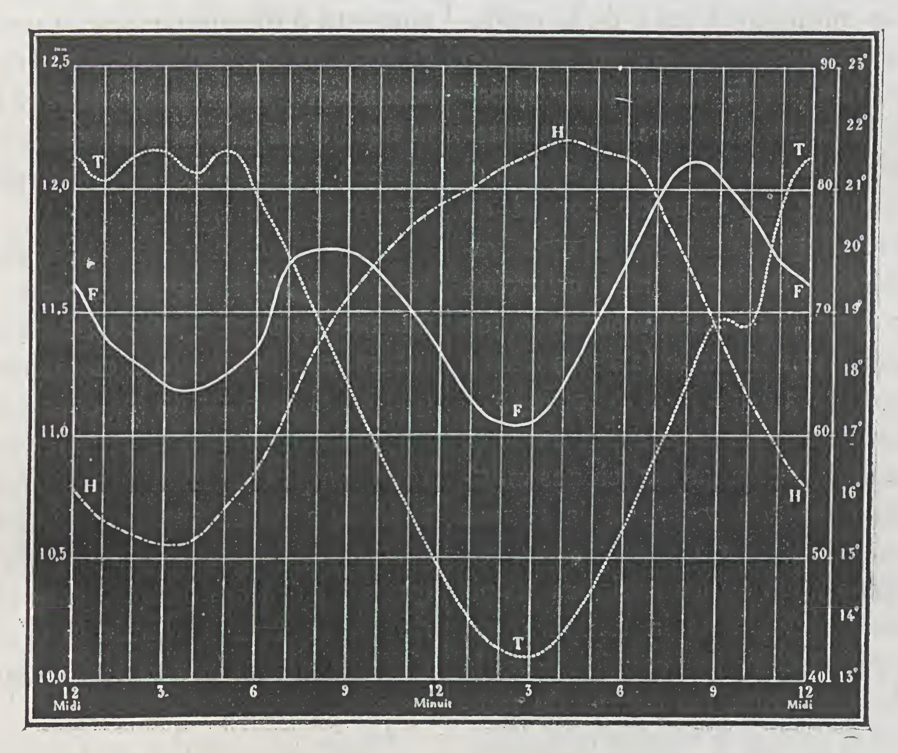


Fig. 87.—Variaciones diurnas de la tension del vapor de agua y del estado higrométrico, en Halle, en julio: FFF, curva de las tensiones; HHH, curva del estado higrométrico; TTT, curva de las temperaturas

ratura. Con todo, esta concordancia cesa en parte si, en vez de considerar la variacion higrométrica diurna de enero, la examinamos en la estacion opuesta, en julio (fig. 87). Entónces, la tension del vapor de agua llega al mínimum bastante ántes de la salida del sol (á eso de las 2 de la madrugada). Pero en lugar de un solo máximum se notan dos, el primero á eso de las 8 ó las 9 de la mañana y el segundo hácia las 8 de la noche; entre los dos, á las 4 de la tarde, hay un mínimum, aunque ménos elevado que el de la mañana. Estas dos distintas marchas de la variacion diurna son características de la estacion de invierno y de la de verano en las

estaciones que, como Halle, están situadas en el interior de las tierras ó tambien en las regiones tropicales. Por el contrario, en los países de la zona templada situados á orillas del mar ó cerca de las costas sólo hay un mínimum y un máximum y la curva de las tensiones es casi paralela á la de las temperaturas. M. Mohn presenta como ejemplos en apoyo de esta doble marcha las observaciones higrométricas hechas en Bergen, Upsal y Batavia. En Bergen hay en julio un mínimum de 4 á 5 de la mañana y un máximum á las 2. El mínimum se presenta en Upsal temprano tambien, cerca de la salida del Sol; y durante la mañana, la tension crece hasta las 8 ó las 9, para disminuir un poco hasta las 2 de la tarde, hora en que empieza á aumentar hasta las 9, despues de lo cual disminuye de nuevo durante la noche, hasta el amanecer. En Batavia se observa la misma marcha que en Upsal, aunque en diferentes horas: la variacion diurna (promedio de los doce meses del año) adquiere su mínimum á las 6 de la mañana; un primer máximum á las 9; un segundo mínimum á las 11, y por fin un segundo máximum á las 7 de la tarde. «Lo que hay de notable en este período, añade M. Mohn, es que el máximum de tension no coincide con el de temperatura, puesto que la tension es efectivamente menor durante las horas más calurosas del dia ($20^{mm},7$ á las 11 de la mañana) de lo que es por la mañana y por la tarde ($20^{mm},9$ á las 9 de la mañana y $21^{mm},3$ á las 7 de la tarde).»

¿Por qué esta diferencia de marcha entre el invierno y el verano, entre las estaciones marítimas de la zona templada y las de la misma zona situadas en el interior de las tierras, entre nuestros climas y los de las regiones tropicales? Cuanto más elevada es la temperatura, más activa la evaporacion; por consiguiente, la razon del paralelismo entre las curvas de temperatura en ciertas épocas y lugares es natural. Sólo debemos pues explicar la existencia de un mínimum hácia el medio dia. Atribúyese este mínimum á las corrientes ascendentes engendradas por el caldeo del suelo y de las capas de aire que están en contacto con él. Arrastrando estas corrientes una parte del vapor de agua que se ha formado en las capas inferiores, disminuyen su tension precisamente en el momento de mayor calor. Cerca de las costas ocurre el mismo fenómeno; pero, al mismo tiempo que se forman las corrientes ascendentes, se eleva la brisa del mar, que trae consigo un aire más húmedo y compensa así la pérdida de vapor motivada por dichas corrientes.

La amplitud de la variacion diurna de las tensiones del vapor de agua varía además mucho con las estaciones. Fácil es conocerlo comparando las curvas de enero y julio en Halle (figs. 86 y 87). Miéntras que entre el máximum y el mínimum de enero no media $^1/_3$ de milímetro ($0^{mm},29$) de diferencia, en julio llega esta á $1^{mm},06$, ó sea más del triple. Pero la misma tension media presenta en su marcha anual diferencias considerables que en Halle ascienden de $4^{mm},17$ á $11^{mm},52$, en Apenrade de $5^{mm},07$ á $13^{mm},32$ y en Montsouris de $5^{mm},05$ á $11^{mm},18$. Enero y julio son los meses del mínimum y del máximum en la primera y tercera de estas estaciones; y marzo y agosto en Apenrade. Por lo general, la cantidad de vapor ó su tension aumenta ó disminuye con la temperatura así en el decurso del año como en el del dia. Se puede reconocer esta proporcionalidad comparando en la fig. 88 las curvas que representan ambos elementos meteorológicos relativamente á la estacion de Montsouris.

Las oscilaciones mensuales de la tension del vapor de agua siguen á corta diferencia las mismas leyes que las variaciones de la temperatura; así, la amplitud es menor cerca del mar que en el interior de los continentes, y en las regiones tropicales es tambien menor que en la zona templada. Esta amplitud que apénas excede de 2 milímetros en Batavia, que en las costas occidentales de Noruega no llega más que de 5 á 6 milímetros, pasa de 9 en el interior de la Siberia, donde la temperatura experimenta, segun hemos visto, tan grandes diferencias.

El aire atmosférico y el vapor de agua que contiene son como dos atmósferas independientes que se penetran recíprocamente y que están sujetas á las leyes de la mezcla de los gases y de los vapores. En estado de equilibrio, la atmósfera de vapor de agua debe estar formada como la otra de capas de densidades decrecientes con la altura, de suerte que, á medida que esta es mayor, la tension del vapor debe ir disminuyendo. La observacion confirma es-

tas previsiones de la teoría, dependiendo las excepciones que pudieran citarse de perturbaciones semejantes á las de que hemos hecho mérito al describir las inversiones de la temperatura. Examinando las curvas de la variacion diurna de la tension en un lugar elevado, se

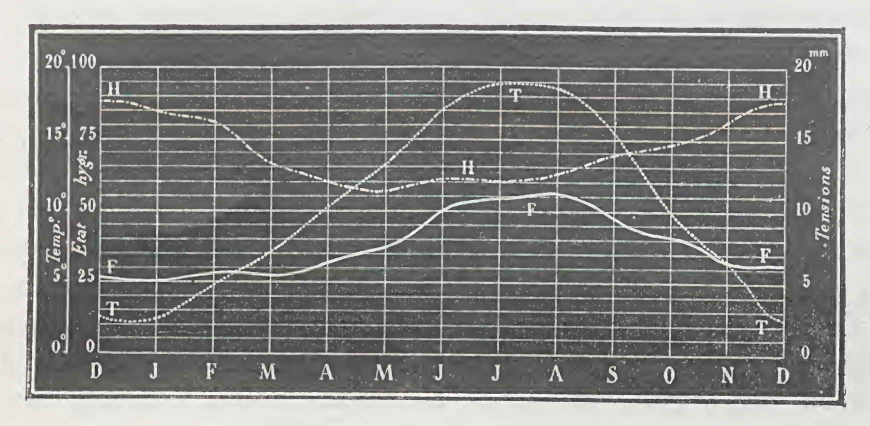


Fig. 88.—Variaciones mensuales de la tension del vapor de agua y del estado higrométrico en Montsouris; FFF, curva de las tensiones; HHHH, curva de la humedad relativa; TTT, curva de las tensiones

advierte sin embargo una diferencia bastante notable entre su marcha y la que se observa á menor altitud. La figura 89 pone de manifiesto este caso. Vénse en ella los resultados de las observaciones hechas simultáneamente en Zurich por Horner, y en el Righi y en el Faulhorn por Kaemtz. En las curvas de Zurich se nota, además del mínimum de la salida del Sol, un segundo mínimum á eso de las 3 ó las 4 de la tarde; las del Righi y del Faulhorn no dan,

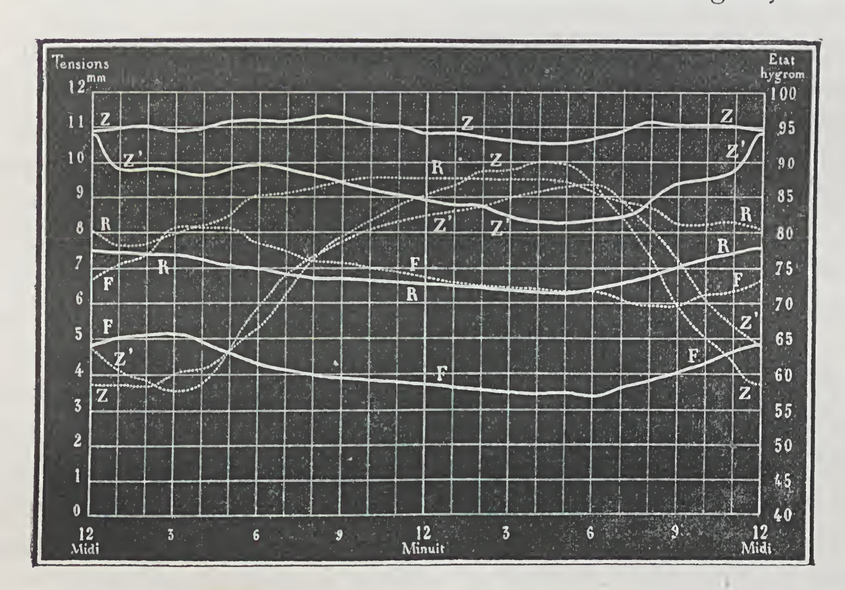


Fig. 89.—Variaciones higrométricas diurnas á diferentes altitudes: Zurich, el Righi, el Faulhorn (1)

en la mitad del dia, más que un máximum rápidamente alcanzado, ya á las 12 ó ya á las 2 de la tarde, despues de lo cual la tension disminuye con rapidez igual. Ahora bien, hemos visto que el mínimum de medio dia de las estaciones situadas en la llanura tiene su explicacion en las corrientes ascendentes de la mañana que arrastran el vapor hácia las altas regiones de la atmósfera y disminuyen la tension de las capas inferiores; pues el mismo fenómeno da cuenta indudablemente de la carencia de mínimum en las regiones elevadas á las mismas horas.

Para terminar lo que teníamos que decir acerca de la tension ó de la cantidad absoluta

(1) Las curvas llenas de la figura 89 representan las variaciones diurnas de la tension del vapor de agua; las puntuadas, las del estado higrométrico. Hay en ella dos series de observaciones simultáneas: la primera, en Zurich y en el Righi, está representada por las curvas Z Z Z para Zurich y R R R para el Righi; la segunda, en Zurich y en el Faulhorn, está indicada para las curvas Z' Z' Z' para Zurich y F F F para el Faulhorn.

de vapor de agua contenido en el aire, añadamos que las observaciones prueban que esta cantidad va disminuyendo como la temperatura, desde el ecuador hasta los polos. Pero, á latitud igual, no sucede lo propio. En la superficie del Océano y cualquiera que sea la temperatura, está siempre próxima á su máximum ó al estado de saturacion. A partir de las costas y conforme se va penetrando en el interior de las tierras, disminuye progresivamente; pero las circunstancias, la constitucion del suelo, la mayor ó menor abundancia de las aguas, la vegetacion, ejercen gran influencia en la actividad de la evaporacion, que aparte de esto se halla tambien en íntima dependencia de la temperatura, segun hemos dicho ya. No es menor la influencia de los vientos y de su direccion en la tension: segun que traen consigo el aire cargado de humedad del mar ó el que carece de vapor de agua á causa de su largo trayecto por los continentes, los vientos son secos ó húmedos en un grado que solamente se puede precisar reuniendo muchas observaciones. Véanse los resultados obtenidos por Kaemtz en Halle:

Vientos	Tension del vapor
N.	$6^{mm},69$
NE.	$6^{mm},56$
E.	$6^{mm},90$
SE.	$7^{mm},31$
S.	$7^{mm},82$
SO.	$7^{mm},46$
O.	$7^{mm},26$
NO.	$6^{mm},90$

«Así pues, dice el autor de estas observaciones, la tension del vapor es todo lo reducida posible cuanto el viento sopla de entre Norte y Nordeste; aumenta cuando salta al Este, al Sudeste y al Sur, y llega á su máximum entre el Sur y el Sudoeste, para disminuir de nuevo al pasar al Oeste y al Noroeste. La causa de estas diferencias es muy sencilla. Antes de llegar á Halle, los vientos pasan por el Atlántico y se cargan de vapores, al paso que los que soplan del Este proceden del interior de los continentes de Europa ó Asia. Estos vapores se resuelven ya en lluvia cuando los vientos occidentales llegan á Francia; pero el agua de la lluvia se vaporiza casi inmediatamente, resultando que dichos vientos estarán siempre en Alemania más cargados de vapor que los del Este. El viento de Oes-sudoeste, que llega á la vez del mar y de países más cálidos, puede cargarse de mayor proporcion de vapor de agua que el del Oeste, que es más frio. Por consiguiente, aunque este último tenga ménos camino que andar para llegar desde las costas hasta Halle, contiene menor proporcion de vapor que el Sudoeste.»

Además de esto, la influencia de los vientos en la cantidad de vapor de agua del aire es variable con las estaciones. Construyendo una *rosa higrométrica de los vientos*, como la que ya hemos presentado con respecto á la presion y á la temperatura, resultan curvas diferentes, segun que se considere el promedio de tension anual ó el de cada una de las estaciones del año. La explicacion de estas variaciones es análoga á la que se acaba de leer.

IV

VARIACIONES DEL ESTADO HIGROMÉTRICO Ó DE LA HUMEDAD RELATIVA

En el artículo anterior sólo hemos tratado de la cantidad absoluta de vapor contenida en el aire, y de sus variaciones segun las épocas, los lugares, etc.; pero no hemos dicho nada acerca de la humedad relativa ó del estado higrométrico, y sin embargo este es el elemento que nos hace juzgar de la sequedad ó de la humedad real del medio en que respiramos. Además, la marcha del estado higrométrico y la de la tension son opuestas las más de las veces, de lo cual es fácil cerciorarse comparando las curvas que respectivamente las representan en las figuras que hemos incluido.

Juzgamos que el aire está seco cuando, cualquiera que sea la cantidad de vapor que contiene, dista de su punto de saturacion. Por el contrario, es húmedo, áun con escasa tension de vapor, si su temperatura es tal que, con un ligero descenso, queda saturado. Entónces se ve el vapor condensado ó precipitado, ya en la superficie de los cuerpos, donde produce el rocío, ó ya en el aire mismo en estado de niebla, y experimentamos la sensacion de una humedad penetrante. Así, por regla general, el momento del dia en que la humedad relativa es mayor, es el que precede á la salida del Sol. Entónces la cantidad de vapor de agua está en su mínimum, y sin embargo el aire es muy hú-

medo á causa de su baja temperatura. Cuanto más se remonta el Sol, más se activa la evaporacion y mayor es la cantidad de vapor de agua formada; pero tambien, en razon del aumento de temperatura, más se aleja el punto de saturacion y más seco parece y está en efecto el aire. Lo propio sucede en verano, en que se ve subir de un mes á otro la cantidad de vapor de agua al mismo tiempo que la temperatura, al paso que el estado higrométrico ó la humedad relativa disminuye ó, lo que es lo mismo, que la sequedad del aire aumenta. En invierno, con los tiempos frios y brumosos, la tension es débil, el estado higrométrico elevado y el aire, muy húmedo, próximo á su punto de saturacion.

Dando crédito á las observaciones de Saussure y de Deluc, que hicieron las primeras investigaciones higrométricas en las altas montañas, y á las de Humboldt, que observó el hi-

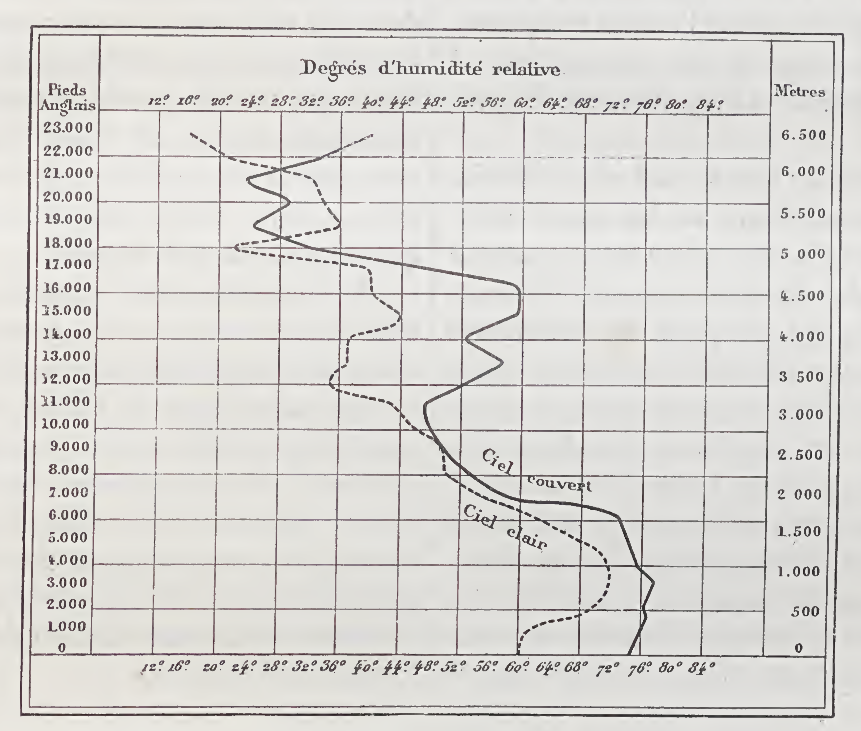


Fig. 90.—Variaciones de la humedad relativa del aire con la altura, segun las observaciones aeronáuticas de M. Glaisher

grómetro en la cordillera de los Andes, se admitia generalmente que el aire es muy seco en las altas regiones. Kaemtz, sin negar la exactitud de los hechos observados por estos sabios meteorologistas, ponia al ménos en duda su generalidad, aduciendo las siguientes razones en apoyo de su opinion:

«Cuando se observa algun tiempo la marcha del higrómetro en un punto elevado de los Alpes, se nota á veces un grado de sequedad del que no se tiene idea en las llanuras, y que á menudo acompaña á ese buen tiempo tan deseado por todos los viajeros. En tales casos he visto más de una vez que la nieve desaparecia con extraordinaria rapidez sin mojar el suelo, porque se trasformaba inmediatamente en vapores, y la leña puesta al sol se deshelaba muy de prisa. Si estos fenómenos ocurren en la superficie del suelo, en donde el higrómetro experimenta la influencia de la evaporacion inmediata de la tierra, deberian ser mucho más marcados si se los observara á gran altura desde un globo. Sin embargo, no hay que olvidar que á estos dias tan secos suceden otros dias y hasta semanas enteras en que las cumbres de las montañas están veladas por densas nieblas, miéntras que en el llano el higrómetro se mantiene distante del punto de saturacion. Si tenemos en cuenta que todas las observaciones de Saussure y de Deluc, excepto su permanencia en la garganta del Gigante, han sido hechas durante sus rápidas excursiones por las montañas, para las cuales se escoge siempre un buen tiempo, no extrañaremos que sus resultados disten mucho del promedio de lo que en realidad debian ser. Si analizamos los de Humboldt, no debe olvidarse que su estacion inferior estaba á orillas del mar, miéntras que la superior,

situada en el interior de las tierras, se hallaba expuesta á la influencia de los vientos del Este, que por atravesar dilatados continentes, suelen ser muy secos. De Saussure hizo una serie de observaciones durante su residencia de diez y seis dias en la garganta del Gigante, á 3450 metros de altura, miéntras que otras personas observaban simultáneamente los instrumentos en Ginebra y en el valle de Chamounix. Por desgracia, el creador de la higrometría ha excluido de sus cálculos todos los dias en que estuvo rodeado de nubes, y por consiguiente el promedio que obtuvo es muy diferente del promedio real.»

Kaemtz deduce de todas estas consideraciones, que «en suma, el aire de las capas superiores es tan húmedo como el de las inferiores.» Con todo, no debe olvidarse que estos fenómenos están sujetos á toda clase de vicisitudes segun los años y las estaciones, y las diferencias que, de una época á otra, se notan en el estado higrométrico de dos estaciones situadas á altitudes desiguales, parecen tener por causa principal otras variaciones correspondientes en la ley de descenso de la temperatura con la altura.

Además, no puede negarse que con frecuencia es muy difícil la interpretacion de las observaciones higrométricas. A veces sucede que el higrómetro señala tiempo seco cuando el cielo está nublado ó llueve; y por el contrario, la humedad relativa marcada por los instrumentos puede ser muy grande aunque haga buen tiempo. Y es que, bajo la influencia de los vientos y de las corrientes ascendentes ó descendentes, las distintas capas atmosféricas distan mucho de ser homogéneas en lo que respecta á la temperatura y á la cantidad de vapor de agua que contienen. El higrómetro sólo puede indicar el estado de las capas en que se encuentra metido. Así lo prueba con toda evidencia el diagrama de la figura 90, trazado por M. Glaisher. Este sabio aeronauta asegura no haber efectuado ascension alguna en que el grado de humedad del aire no haya variado notablemente á medida que remontaba ó descendia.

«Es imposible decir *à priori*, añade, que al salir de una capa seca no se encontrará á algunos miles de piés más arriba una capa saturada, y áun parece que el estado ordinario de la atmósfera consiste en la superposicion de un número indeterminado de capas, ora frias, ora secas y agrupadas de cualquier modo. A pesar de esto, se puede llegar á fijar una especie de promedio separando las observaciones hechas cuando el cielo está nublado de las efectuadas cuando está sereno.»

CAPÍTULO VI

LOS HIDROMETEOROS

I

EL ROCIO.—LA ESCARCHA

Nadie ignora lo que es el *rocío*, ese depósito más ó ménos abundante de gotitas acuosas que se ve por la mañana en el suelo, en todos los objetos puestos al aire libre, y principalmente en la superficie de los vegetales, yerbas, hojas, etc. Antes de dar su explicacion ó su teoría, digamos en qué circunstancias se forma y cuáles son las condiciones de su mayor ó menor abundancia.

Por lo general, el rocío se deposita durante la noche. El fenómeno empieza desde la puesta del Sol, y áun sucede que la yerba está ya un tanto húmeda, ántes que el astro trasponga enteramente el horizonte, èn las partes del suelo que están á la sombra. Pero es más intenso en la segunda mitad de la noche, y las gotitas de que se cubren los objetos van aumentando en tamaño hasta despues de la salida del Sol.

Dos circunstancias favorecen en particular la formacion del rocío: la serenidad del cielo y la calma del aire. Si no hace viento, se observan indicios de rocío aunque el cielo esté nublado, así como cuando este se halla despejado, aunque la atmósfera esté agitada por el viento. Pero cuando se reunen estas dos condiciones desfavorables, jamás se ve rocío. Si el cielo llega á encapotarse cuando el rocío se deposita, al pun-

to cesa de formarse, y hasta el que mojaba ya las plantas disminuye y acaba por desaparecer, sucediendo lo propio si un viento algo fuerte sucede á la calma de la atmósfera.

Adviértese sin embargo que un ligero movimiento del aire es más bien propicio á la formacion del rocío. Se ha notado que si á una noche serena sucede una mañana brumosa, el rocío es muy abundante, y que lo es más aún cuando reinan vientos flojos del Oeste y del Sur, es decir, los más húmedos de nuestros climas. Esta influencia de la direccion del viento en la produccion del fenómeno es general, y en cada país los vientos del mar son los que la favorecen. Así es que en Egipto no hay rocío cuando no soplan los del Norte.

Como se ve, hasta ahora quedan reducidas á dos todas las circunstancias que dan lugar á una precipitacion abundante de rocío: el enfriamiento del suelo y de las capas de aire que están en contacto con él; y una cantidad suficiente de vapor de agua en dichas capas y, por consiguiente, un estado higrométrico próximo á la saturacion. Como ambas circunstancias se encuentran reunidas principalmente en la primavera y en el otoño, no es de extrañar que las noches de estas dos estaciones, y en especial las de la segunda, se distingan por la abundancia de los depósitos de rocío. Comprendese tambien por qué es más intenso el fenómeno en la proximidad del mar, de las grandes extensiones de agua, de los lagos y de los rios, miéntras que casi es nulo en el interior de los grandes continentes; en los arenales, el aire es tan seco, que á pesar de la baja temperatura de las noches, siempre serenas, el rocío es cosa desconocida.

En igualdad de circunstancias, se deposita con preferencia en los cuerpos no resguardados de la radiacion nocturna. La naturaleza del cuerpo influye asimismo mucho en la abundancia del rocío que en él se forma. La observacion prueba que los vegetales se mojan más que la tierra; los cuerpos malos conductores del calor, divididos en filamentos ó copos, más que los buenos conductores ó en masas compactas; el estado de la superficie tiene tambien marcada influencia, y cuanto más rugosa, más se cubre de rocío. De todos los cuerpos conocidos, los metales bruñidos son los que ménos lo atraen, y áun se creia que no los mojaba nunca. Mas como Wells pusiera al aire libre, en las más favorables circunstancias, espejos de oro, plata, cobre, estaño, platino, hierro, acero, zinc y plomo, notó que su superficie se cubria de una ligera capa de humedad, siquiera no observase las tenues gotitas que se depositan en el vidrio y en la yerba en los primeros momentos de la precipitacion acuosa. Por este concepto, hay una diferencia notable entre los varios metales. El platino, el hierro, el zinc y el acero se cubren á veces de rocío, miéntras que el oro, el cobre, el estaño y la plata se quedan perfectamente secos en las mismas condiciones.

Por lo que atañe al estado mecánico de los cuerpos, ya hemos dicho que tambien ejerce gran influencia. Las virutas pequeñas absorben más rocío que el pedazo de madera de que han salido; el algodon en rama más que un peso igual de algodon hilado, y más que el mismo peso de lana cuyos filamentos son ménos finos. El plumon del cisne es, de todos los cuerpos, el que con más abundancia se cubre de rocío.

Por lo que respecta á la situacion del cuerpo puesto al aire libre durante la noche, he aquí cómo se puede formular la influencia de los abrigos que le resguardan: «Por lo general, todo cuanto tiende á disminuir la extension de la porcion de cielo visible desde el sitio que el cuerpo ocupa, disminuye la cantidad de rocío de que este cuerpo queda cubierto.» Los experimentos hechos por Wells y variados de mil modos demuestran la exactitud de esta ley. Mencionemos algunos.

«En una noche tranquila y despejada, dice, puse diez granos de lana en una tablita pintada de metro y medio de largo, dos tercios de metro de ancho y dos centímetros de grueso, y que estaba sostenida á más de un metro sobre la yerba por cuatro estacas muy delgadas y de igual altura; al mismo tiempo até á la cara inferior de la tabla, pero sin apretarlos demasiado, otros diez granos de lana. Así pues, ambos copos estaban á dos centímetros de distancia y expuestos de igual modo á la accion del aire. Pues bien, á la mañana siguiente ví que el copo superior tenia 14 granos de humedad al paso que el inferior sólo habia atraido 4. Otra noche estas cantidades de humedad fueron respecti-

vamente 19 y 6 granos; otra, 11 y 2, y otra, 20 y 4; siendo siempre la lana atada á la cara inferior de la tabla la que adquiria ménos peso.»

Notáronse diferencias parecidas, aunque no tan grandes, poniendo dos copos de lana semejantes, uno sobre la yerba, enteramente descubierto, y el otro sobre la yerba tambien, pero debajo de la tabla del experimento anterior. La porcion visible del cielo desde esta era mucho mayor que ántes. Para demostrar que la posicion vertical del abrigo sobre el cuerpo no era la causa que le preservaba del rocío, en la hipótesis de que este cayese á manera de lluvia, Wells hizo la prueba siguiente: puso sobre la yerba los dos copos de lana á conveniente distancia, y luégo colocó verticalmente sobre uno de ellos un cilindro de barro cocido abierto por sus dos extremos, de modo que el copo ocupara el centro de su base inferior. En el copo descubierto, el aumento de peso fué de 16 granos; en el otro, solamente de 2. Sin embargo, no hacia ningun viento durante el experimento, de suerte que si el rocío hubiese caido verticalmente, cada copo habria debido recibir la misma cantidad de él.

Estudiadas y comprobadas así con numerosos experimentos todas las circunstancias, todas las condiciones de la produccion del rocío, restaba conocer su vínculo comun. Así lo hizo Wells formulando esta ley: *La temperatura de un cuerpo cubierto de rocío es siempre más baja que la del aire*, ley que completó con las siguientes: Cuando no se forma rocío de noche, consiste en que los cuerpos están á una temperatura tan elevada por lo ménos como la de la capa de aire que hay sobre ellos. Cuando en una misma noche se colocan muchos termómetros en posiciones diferentes, los que están en los sitios en que más rocío se deposita son los que bajan más. Los cuerpos en que este se forma más fácilmente son los que más pronto se enfrian estando el cielo sereno. Por último probó que «*el enfriamiento de los cuerpos precede constantemente á la aparicion del rocío*.» De aquí dedujo Wells la explicacion científica del fenómeno y de todas las circunstancias que se reunen para su formacion y desarrollo.

Resumamos en sus caracteres esenciales esta *teoría del rocío* que ha obtenido el asentimiento de todos los físicos y que han confirmado completamente todas las observaciones y experimentos hechos despues.

Como los cuerpos situados en la superficie del suelo y el suelo mismo no reciben durante la noche el calor del Sol, se enfrian por vía de radiacion y su temperatura es menor que la de las capas de aire que hay sobre ellos. Este enfriamiento es tanto más intenso cuanto más sereno está el cielo y más despejado de nubes y de brumas, y cuanto más dilatada es la parte del cielo visible desde el sitio en que se encuentran los cuerpos. Si el cuerpo es mal conductor del calor, ó si entre el cuerpo y él hay interpuesto un mal conductor, el enfriamiento es más considerable. Y en efecto, en estas condiciones el descenso de temperatura originado por la radiacion hácia el espacio no está compensado sino por la radiacion de la atmósfera hácia la tierra, la cual es comparativamente muy débil. La capa de aire en contacto con el suelo enfriado se enfria á su vez, y si la cantidad de vapor de agua que contiene excede de la que corresponde á la tension máximum para la temperatura del momento, se satura y abandona á la superficie del cuerpo una parte de su agua de saturacion. Las gotitas líquidas se depositan produciendo el rocío, del propio modo que las paredes de un vaso se cubren de vaho no bien se vierte en él un líquido más frio que el aire. El fenómeno continúa, y hasta es más marcado, miéntras la temperatura del suelo baja y no se presenta ninguna causa exterior que intercepte la radiacion.

Fácilmente se comprende por qué el depósito de rocío es tanto más abundante cuanto más despejado está el cielo y más tranquilo el aire. Las nubes hacen las veces de pantallas, y la radiacion de su propio calor compensa la del suelo hácia el espacio; del propio modo impide ó aminora el enfriamiento nocturno. Todo abrigo produce un efecto análogo. No ménos fácilmente se explica la accion de los vientos; como llevan de continuo á los cuerpos nuevas capas de aire que les ceden su calor, atenúan el enfriamiento y por lo tanto se oponen á la precipitacion del rocío. El escaso poder radiante de los metales, y sobre todo de los metales bruñidos, y su gran conductibilidad hacen que su enfriamiento sea ménos pronto y ménos intenso, y

explican así por qué son los cuerpos que más difícilmente se cubren de rocío.

Wells publicó su teoría en 1818. Anteriormente á él, se habian discurrido varias hipótesis para explicar el fenómeno, de las cuales vamos á decir una palabra. Aristóteles, que habia observado el hecho de la formacion del rocío durante las noches tranquilas y serenas, su abundancia menor en las montañas que en los llanos, la influencia de tal ó cual direccion del viento para su formacion en localidades situadas en diferentes puntos, consideraba el rocío como una especie particular de lluvia que tenia orígen en las capas inferiores del aire. Esta opinion se reprodujo el siglo pasado, y es poco más ó ménos la explicacion que Leslie daba del rocío; pero está en contradiccion con varios experimentos de Wells, y en especial con el de un copo de lana que, á pesar de estar debajo de una tabla, aparece mojado, y con el hecho de que no se cubran de rocío las placas de metal puestas al aire libre.

El físico aleman Gersten publicó en Francfort, en 1733, una disertacion en la que atribuye el rocío á la condensacion de los vapores ó exhalaciones que surgen de la tierra y de los vegetales; en su concepto no es otra cosa sino la traspiracion de las hojas de las plantas, la condensacion de los vapores producidos por su savia. Muschenbroek adoptó la teoría de Gersten, pero admitiendo tres clases de rocío: una, la más densa, se eleva de los rios, lagos y pantanos; otra sale de las plantas y de la tierra, y la tercera cae de lo alto. Dufay participó tambien de las ideas del físico aleman. Los experimentos de estos hombres de ciencia les dieron á conocer varios hechos curiosos que hemos mencionado en parte, y cuyo estudio profundo y riguroso, emprendido de nuevo por Wells, permitió á este físico formular la verdadera teoría.

Cuando, en una noche tranquila y serena, la temperatura del suelo desciende bajo 0°, el vapor del aire no se deposita ya en forma de agua líquida, sino en la de cristalitos blancos y brillantes: ya no es rocío, sino *helada blanca*, ó rocío helado, cuya formacion está sujeta á las mismas leyes que las del rocío y que se explica del mismo modo. Hay sin embargo que notar que la congelacion ó la cristalizacion del vapor de agua condensado ocurre directamente en la superficie de los cuerpos enfriados, y sin que haya habido prévia formacion de rocío. En efecto, si el agua no se congelase sino despues de su reunion en gotitas, lo que se observaria serian esferillas de hielo trasparente, pero no la aglomeracion cristalina opaca á la que se da el nombre de helada blanca (1).

Este fenómeno es más frecuente en las mañanas de otoño y de primavera. En nuestros climas, las heladas blancas aparecen hasta en junio y desde los primeros dias de setiembre; pero son un poco más fuertes en abril, mayo y octubre, siendo particularmente temidas de los labradores en los dos primeros de estos meses, á causa de sus perniciosos efectos en los retoños de las plantas, en las yemas y en las flores de los árboles frutales. En las huertas y jardines, se las preserva de ella con abrigos que resguardan á los vegetales de la intensidad de la radiacion nocturna (2).

En el interior de las habitaciones se observa un fenómeno análogo al depósito de rocío, y que dimana de causas semejantes. Despues de una noche fresca, se encuentran por la mañana los vidrios de los balcones cubiertos por dentro de abundante vaho. La tenue capa de vidrio se ha enfriado por radiacion y el vapor de agua del aire del cuarto se ha condensado en su superficie. En invierno el descenso de temperatura es bastante grande para que el vapor se deposite en los vidrios en estado cristalino y forme en ellos esas arborizaciones y dibujos que todos hemos tenido ocasion de admirar.

A veces se da el nombre de *escarcha* á los cristales de la helada blanca; pero es preferible

---

(1) Obsérvase con frecuencia que la helada blanca se forma poco tiempo ántes de la salida del Sol, es decir, como es natural, en el momento del mínimum diurno de temperatura. Pero, ántes de este instante, ¿no habrá habido depósito prévio de rocío? Parécenos probable que los dos fenómenos pueden sucederse y quizás sobreponerse, ya porque el rocío coexista con los cristales de escarcha, ó ya porque cada gotita tenue se congele cristalizándose espontáneamente.

(2) Tyndall, en su obra *El Calor*, menciona acerca de este asunto el párrafo siguiente del *Ensayo* de Wells: «En mi orgullo de hombre medianamente científico, me he sonreido á veces de los medios empleados frecuentemente por los hortelanos para guarecer del frio las plantas delicadas, porque me parecia imposible que una delgada esterilla ó cualquier otro abrigo de este género pudiera impedir que bajaran hasta la temperatura de la atmósfera, única que en mi concepto las exponia á sufrir perjuicios. Pero cuando supe que en las noches tranquilas y serenas, los cuerpos de la superficie de la tierra se ponen más frios que la atmósfera por radiar su calor hácia el cielo, encontré en esta sola causa la razon de una costumbre que ántes me habia parecido ineficaz ó inútil.»

reservar este nombre para los depósitos análogos que se forman en circunstancias diferentes, y que cubren todos los objetos exteriores, en



Fig. 91.—Cristales de escarcha

especial las ramas de los árboles, las briznas de los vegetales y las telarañas mezcladas con ellas. La escarcha se forma lo mismo de dia que de

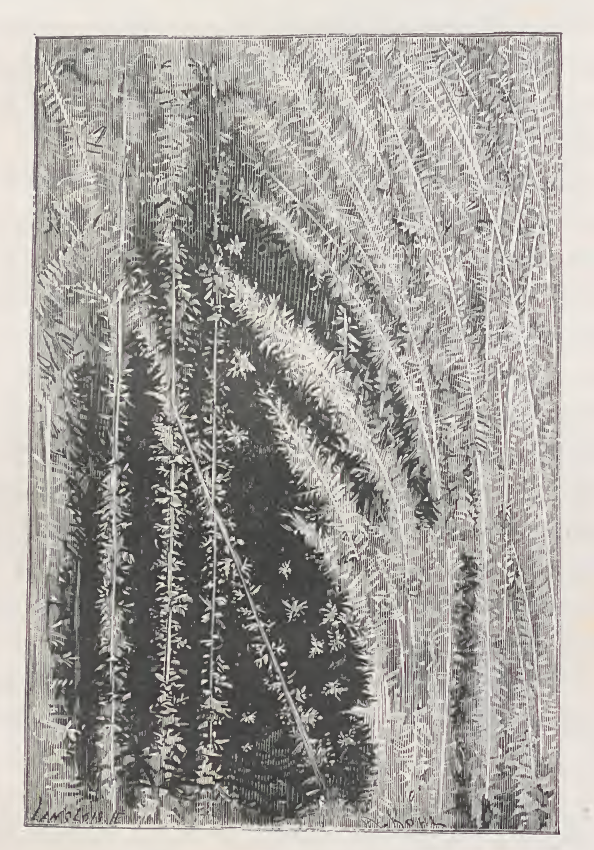


Fig. 92.—Cristalizaciones arborescentes de los vidrios en el interior de las habitaciones

noche; se deposita sobre todo cuando, despues de un frio penetrante que ha mantenido algun tiempo los cuerpos á una temperatura muy baja, sobreviene un viento templado y húmedo, cuyo vapor se precipita con abundancia en su superficie y se congela en ella instantáneamente. Esta causa es la misma que produce el depósito de escarcha en la barba de las personas que salen cuando hace un frio algo intenso: su aliento cargado de vapor se condensa fuera en forma de nube y se congela al ponerse en contacto con los pelos que, siendo malos conductores del calor, han adquirido la temperatura exterior y se mantienen en ella.

II

LAS NIEBLAS.—FORMACION DE LAS NIEBLAS Y DE LAS NUBES

La condensacion del vapor en forma de tenues gotitas no se efectúa únicamente en la superficie de los cuerpos enfriados por la radiacion nocturna, sino tambien en el aire mismo, siempre que, por una causa cualquiera, la temperatura del aire desciende bajo el punto de saturacion. Entónces, gracias á su leve peso y á la resistencia que el aire opone á su caida, estas gotitas quedan en suspension, empañan la trasparencia de las capas atmosféricas y se hacen visibles. Sus masas constituyen las *nieblas* cuando rasan con la superficie del suelo; si se forman en las altas regiones de la atmósfera ó se elevan á ellas, dejando las capas inferiores límpidas y trasparentes, constituyen las *nubes*. Ocupémonos ante todo de la primera de estas formas, del vapor de agua condensado en el aire.

Si el principio físico que engendra las nieblas es siempre el mismo, las circunstancias de su formacion son bastante variables, y hay lugar á distinguir entre las que sobrevienen por la mañana y por la noche, durante la estacion calurosa, y las nieblas de invierno. Las primeras nacen por lo comun estando el tiempo tranquilo, sobre un suelo húmedo, sobre el mar, los lagos y los rios cuya agua esté á una temperatura más elevada que la del aire. La evaporacion activa de estas aguas da lugar á una produccion abundante de vapores, que, remontándose á un aire relativamente frio ántes de la puesta ó de la salida del Sol, le saturan y se condensan á corta distancia del suelo. Estas nieblas forman á menudo en los valles y por encima de las corrientes, capas blanquecinas que se dilatan, se elevan y se disipan cuando los rayos del Sol llegan á elevar su temperatura. Los países marítimos que, como Inglaterra y Noruega, tienen sus costas bañadas por corrientes cálidas, por las aguas del Gulf Stream, están á menudo envueltos en nieblas de esta clase, que son tanto más espesas cuanto mayor

sea la diferencia de temperatura entre el agua del mar y el aire.

«Los fiordos ó golfos noruegos, dice Mohn, que están llenos de las aguas cálidas de la corriente del Atlántico del Norte y que no se congelan ni áun en los inviernos más rigorosos, son muy propicios para la formacion de estas nieblas, particularmente en la parte nordeste del país, en donde el agua de los fiordos está siempre caliente, al paso que el aire que sopla del interior de las tierras frias se halla comprendido entre —20° y —30° y á veces á menor temperatura. La niebla helada empieza á formarse en el fondo de las tierras que rodean los fiordos, disipándose á medida que se acerca á regiones más templadas de la costa.»

Las nieblas que se observan en invierno se forman las más de las veces cuando á un frio intenso y seco caracterizado en nuestros climas por un viento de la region Norte á Este, sucede bruscamente un viento de la region opuesta que trae consigo un aire húmedo y caliente. El descenso de temperatura que para este aire resulta de su mezcla con las capas primitivamente enfriadas y de su contacto con el suelo helado, ocasiona una precipitacion inmediata de vapor y la formacion de brumas más ó ménos densas. Las nieblas de las regiones polares, las que rodean el banco de Terranova, dimanan de esta causa. Tenemos un ejemplo de este modo de formacion de las nieblas en las nubes ó vaho que, en los tiempos frios, se ven salir de la boca de los hombres y de los animales.

Por último, en toda estacion se pueden observar nieblas que se forman en circunstancias enteramente contrarias. Cuando á un tiempo húmedo y bonancible sucede bruscamente un viento del Norte ó del Este (en nuestros climas de la Europa continental), el enfriamiento súbito que resulta da lugar al punto de saturacion del aire y á la formacion de nieblas. Vese que si las circunstancias son opuestas, las condiciones físicas del fenómeno son siempre las mismas.

Volvamos ahora á la cuestion de la constitucion de las nieblas y á la causa de su suspension en el aire. Las tenuísimas gotitas que las forman ¿son, como las de rocío, esferillas enteramente líquidas, ó, como se ha supuesto para explicar su ligereza específica, son esferillas huecas, simples envolventes líquidas llenas de aire, *vesículas*? La hipótesis vesicular, cuya primera idea se remonta, segun parece, á Halley, ha sido adoptada por de Saussure y Kratzenstein, y luégo por Kaemtz, que se pronuncia en su favor en su *Curso de meteorología*. Las razones que se aducen en apoyo de la existencia de las vesículas son las siguientes: no lanzan destellos como las gotas líquidas cuando les da de lleno la luz; los arco-íris no aparecen en el seno de las nieblas cuando la posicion del observador, la del Sol y de su nebulosidad son favorables á la produccion del fenómeno: los experimentos hechos por de Saussure y Kratzenstein sobre el vapor que vemos salir del agua caliente, les han inducido á creer que se forman glóbulos de variado grosor, los más pequeños de los cuales suben miéntras que los más grandes vuelven á caer, y deducian de aquí que los primeros son vesículas huecas. Estas razones distan mucho de ser concluyentes. La suspension de las gotitas de las nubes y de las nieblas se explica por las mismas razones en que se funda la de los polvillos del aire, á pesar del exceso de su densidad sobre la de éste; si no se han observado arco-íris en las nieblas, se notan fenómenos análogos, anillos colorados y coronas, alrededor de las luces que se ven al través de las nieblas, y estos fenómenos indican que las partículas acuosas no están huecas. Los físicos y los meteorologistas están hoy acordes en desechar la hipótesis de los vapores vesiculares por no demostrarla ningun hecho positivo y por ser inútil para la explicacion de los fenómenos.

El modo como se forman las nieblas y las nubes ha sido recientemente objeto de curiosas investigaciones que tienden á establecer una conexion singular entre los polvillos de la atmósfera y las partículas de los vapores acuosos. Segun Aitkens, produciendo por su conjunto la precipitacion del vapor de agua en estado de tenues gotitas las nieblas ó las nubes, debe tener por condicion esencial la presencia prévia de polvillos sólidos en el medio en que se forman.

Sábese que si se hace el vacío en el recipiente de la máquina neumática, lleno de aire no seco, á los primeros movimientos del émbolo se ve aparecer en el interior de la campana una

nubecilla que enturbia su trasparencia un breve rato, pero que no tarda en disiparse, y es que el vapor de agua contenido en el aire se ha condensado momentáneamente por efecto del enfriamiento ocasionado por el enrarecimiento. Como el espacio está cerrado, el aire vuelve pronto á su anterior temperatura á causa de su contacto con las paredes del recipiente; las partículas líquidas vuelven á pasar al estado de vapor y se restablece la trasparencia. Pues bien: M. Aitkens ha hecho el siguiente experimento, que reproduce en condiciones particulares el que acabamos de recordar. Habiendo llenado dos anchos recipientes de vidrio, uno de aire ordinario, y otro de aire purificado y purgado de todas las partículas extrañas filtrándolo al efecto minuciosamente al través de algodon en rama, hizo el vacío. En el primer recipiente, apareció al punto la niebla de costumbre; en el otro no se vió vestigio alguno de vapor, y la trasparencia fué perfecta por más que el aire estuviese saturado de vapor de agua.

El ilustrado físico escocés dedujo de aquí que es necesaria la presencia de los polvillos para que el vapor de agua se precipite en estado de niebla ó de nube; cada partícula se carga de un levísimo peso de agua líquida y el conjunto flota en el aire; si el polvo es muy poco abundante, la condensacion en cada grano es relativamente muy grande y este cae con bastante rapidez. Si no hubiese ningun polvillo en la atmósfera, añade Aitkens, probablemente no veríamos nubes, ni nieblas; el vapor de agua del aire sobresaturado se depositaria en la superficie del suelo y de los objetos que están en ella; sólo habria rocío más ó ménos abundante, pero nunca lluvia.

¿Llegará á confirmarse esta teoría, sometida á la comprobacion de experimentos y de observaciones más numerosas? No podemos asegurarlo, pero explica muchos hechos conocidos, relativos á la frecuencia con que hay nieblas en algunos puntos. Por ejemplo, en Lóndres son las nieblas á veces tan densas que se ha de encender el gas en las calles y en las casas. Pues bien, la atmósfera de la gran ciudad está generalmente llena de un polvo tenue, que procede principalmente del humo de las chimeneas particulares y de los hogares de las fábricas, y cuyas partículas retienen el vapor de agua condensado por una baja temperatura. Obsérvanse fenómenos parecidos en los grandes centros industriales, en donde las nieblas muy espesas despiden un olor desagradable, que revela la presencia de sustancias extrañas al vapor de agua. En concepto de Aitkens, si se tuviese cuidado de quemar más completamente la hulla, el gas, etc., las nieblas serian á la vez ménos densas y ménos malsanas.

A veces se nota en la atmósfera una falta de trasparencia que da al cielo el aspecto brumoso de los dias de niebla, aunque los instrumentos higrométricos no marquen el estado de saturacion del aire y la presencia del vapor de agua en cantidad conveniente. Dase el nombre de *nieblas secas* á estos meteoros, que á veces suelen durar bastante. Nos ocuparemos de ellas en el capítulo consagrado á los fenómenos atmosféricos anormales.

III

LAS NUBES.—CLASIFICACION DE LAS NUBES SEGUN SU FORMA Y ESTRUCTURA

A primera vista, parece que deberia distinguirse las nubes de las nieblas, no tan sólo por su elevacion en las capas superiores de la atmósfera, sino tambien por su forma más definida. Las nieblas no suelen tener contornos marcados, límites bien determinados, lo cual consiste las más de las veces en que como estamos metidos en el seno de la nebulosidad, no podemos juzgar de su forma exterior. Por otra parte, hay con frecuencia en las capas elevadas del aire nubes de forma vaga, indistinta, y observamos tambien, especialmente sobre las corrientes de agua que cruzan los valles, nieblas que rasan la superficie del suelo y que sin embargo tienen perfectamente limitados sus contornos. Cuando por la mañana se extienden en los países montañosos espesas nieblas en las partes inferiores del aire, se las ve muy pronto subir por las laderas de las colinas, elevarse poco á poco hasta más allá de su cumbre, y adquirir á medida que se alejan toda la apariencia de las nubes ordinarias. Las personas que han subido á algun monte y se han visto envueltas en esas nieblas trasformadas en nubes, se encuentran á su vez en el seno de una nebulosidad que tiene todos los caracteres de las

nieblas del valle. Por consiguiente, parece que no haya lugar á establecer distincion alguna entre ambas clases de meteoros, pudiendo decirse que si las nieblas son las nubes de las capas próximas al suelo, las nubes son las nieblas de las altas regiones del aire.

A pesar de esto, vamos ahora á ver que hay varias clases de nubes, las cuales se diferencian por su aspecto exterior ó su forma, color, etc., y por su estructura íntima. Antes de dar las clasificaciones adoptadas, completemos lo que hemos dicho acerca del modo de formarse las nieblas, insistiendo sobre un punto que es peculiar de las nubes. Acontece á menudo en los hermosos dias de la estacion calurosa que la atmósfera está completamente despejada á la salida del Sol, sin que ninguna partícula nebulosa empañe el azul del cielo. Sin embargo, á medida que el Sol va remontándose, se ven aparecer poco á poco en las alturas ligeras nubecillas que van tomando cuerpo, se reunen y á veces acaban por cubrir una gran extension del cielo en medio del dia. La formacion de estas nubes se explica perfectamente, atribuyéndola á las corrientes ascendentes de aire cálido que hemos descrito ya. Estas corrientes arrastran consigo el vapor de agua de que estaban cargadas; al llegar á las alturas, la dilatacion ocasionada por la disminucion de presion produce un descenso de temperatura, el aire cae bajo el punto de saturacion, y el vapor de agua que contiene se precipita dando orígen á una nube que aumenta con la reunion de nuevos vapores, condensados como los primeros y por la misma causa.

Por una razon opuesta, se ven nubes, formadas en las altas regiones, que se disipan, sin resolverse en lluvia y sin que el viento se las lleve léjos de nuestra vista. Para comprender este fenómeno, basta considerar que una elevacion de temperatura hace pasar de nuevo al estado de vapor invisible el vapor condensado por el enfriamiento. El caldeo puede tener por causa la accion directa de los rayos solares, ó el paso de la nebulosidad al través de capas más calientes.

Veamos ahora qué clasificaciones se han adoptado para colocar á las nubes en categorías, segun su forma.

El primer bosquejo de clasificacion de las nubes se debe al precursor de Darwin, á Lamarck. Las dividió en seis formas principales, que algunos años despues aumentó hasta doce; pero, segun observa Poey, «no se le ocurrió hacer uso de la nomenclatura latina y científica que tanto contribuyó á vulgarizar la clasificacion de Howard (1).» Hé aquí los tres tipos de nubes que con sus derivados ó formas secundarias, han prevalecido en el lenguaje corriente de los meteorologistas modernos, y cuya definicion damos con arreglo á las expresiones del físico inglés:

Cirrus: filamentos paralelos, sinuosos ó divergentes, susceptibles de extenderse en cualquier direccion por via de acrecentamiento;

Cumulus: aglomeracion convexa ó cónica, que crece en sentido de la altura á partir de una base horizontal;

Stratus: capa muy prolongada, continua, horizontal, que crece de abajo á arriba.

Howard define del modo siguiente las formas derivadas de los tres tipos principales:

Cirro-cumulus: pequeñas masas redondeadas, bien limitadas y comprimidas entre sí horizontalmente;

Cirro-stratus: masas horizontales ó ligera-

---

(1) Lamarck propuso en 1801 y en su *Anuario meteorológico* clasificar las nubes en seis formas principales, á las que añadió tres años despues seis nuevas formas. Hé aquí su clasificacion con la asimilacion que de ellas da A. Poey:

Nubes de Lamarck

1.	En barreduras. . .	*Cirrus* de Howard.
2.	En barras.	*Tracto-cirrus* de Poey.
3.	Aborregadas. . . .	*Cirro-cumulus* de Howard.
4.	Agrupadas. . . .	*Cumulus* de Howard.
5.	En forma de velo. .	*Nimbus* de Howard ó *Pallium* de Poey.
6.	Amontonadas. . .	*Fracto-cumulus* de Poey.
7.	Brumosas.	*Pallium* de Poey.
8.	Terminadas. . . .	Caracteres de muchas nubes.
9.	En jirones. . . .	*Pallium* de Poey.
10.	Abofelladas. . . .	*Globo-cumulus* de Poey.
11.	Corredoras. . . .	*Fracto-cumulus* de Poey.
12.	De rayo ó diablillos.	*Fracto-cumulus* de Poey.

El sabio director del observatorio físico y meteorológico de la Habana aprecia como sigue los trabajos meteorológicos de Lamarck, que, así como los zoológicos, fueron desconocidos de sus contemporáneos.

«Todo cuanto Lamarck ha escrito sobre Meteorología lleva impreso el doble sello de la observacion y del genio. Si hubiese continuado por este camino, habria echado sin duda las bases de la Meteorología que todos buscamos aún, del propio modo que ha fundado la gran doctrina de la evolucion de la especie. Por desgracia le obligaron á interrumpir sus estudios sobre la atmósfera, y tambien su *Anuario meteorológico* que hacia once años, de 1800 á 1810, publicaba á su costa. Aprovecho esta ocasion para hacer la justicia debida al gran Lamarck.»

mente inclinadas, ménos compactas en todo ó en parte de su contorno, encorvadas ú onduladas hácia abajo, y ora separadas, ora reunidas en grupos de nubecillas del mismo carácter;

Cumulo-stratus: mezcla de *cirro-stratus* y de *cumulus*, en la cual los primeros se agregan á los segundos sobreponiéndose á ellos, de modo que les dan una base muy amplia;



Fig. 93.—Cirrus de Howard (*colas de gato* de los marinos)



Fig. 94.—Cumulus de Howard (*balas de algodon* de los marinos)

Cumulo-cirro-stratus ó *Nimbus:* nube de lluvia; nube ó reunion de nubes de la que se desprende la lluvia. Es una capa horizontal sobre la cual se extienden *cirrus*, penetrando *cumulus* lateral ó inferiormente.

Los meteorologistas posteriores á Howard



Fig. 95.—Stratus de Howard



Fig. 96.— Cumulo-cirro-stratus de Howard, ó *Nimbus*

han modificado más ó ménos estas definiciones; mas como se han popularizado las denominaciones que acabamos de recordar, del propio modo que han llegado á ser clásicas las definiciones que Kaemtz ha dado de ellas en su *Curso de meteorología*, creemos oportuno entrar en algunos detalles acerca de este punto.

Los cirrus (1) se componen de filamentos sueltos que los asemejan ya á un pincel, ya á una delgada red ó bien á cabellos crespos. Por lo comun aparecen despues de un período continuo de buen tiempo, cuando el barómetro empieza á bajar insensiblemente, anunciando un cambio de tiempo, la lluvia en verano, el deshielo en invierno. En Alemania se los designa con el nombre de árboles del viento (*Windsbäume*). Con frecuencia forman fajas paralelas con direccion del Sur al Norte ó del Sudoeste al Noroeste (2). Segun lo ha hecho observar atinadamente Bravais, la perspectiva da á veces á estas fajas paralelas el aspecto de las varillas de un abanico que, divergiendo desde un punto del horizonte hasta el zénit ó cerca de él, convergen en seguida hácia el punto opuesto. La fig. 97 representa un fenómeno muy marcado de esta clase que hemos dibujado tomándolo del natural en la tarde del 7 de diciembre de 1883. El dibujo no presenta más que la mitad del haz de cirrus, la que estaba orientada hácia el sol poniente.

Segun Dove, los cirrus llegan con los vientos del Sur que producen la baja del barómetro y cuyos vapores se precipitan en estado de lluvia; pero ántes se van haciendo cada vez más

(1) A veces se dice en plural los *cirri*, los *cumuli*, etc.; pero como esta desinencia latina es molesta para el lenguaje, prescindiremos de ella como la mayoría de los autores.

(2) Bravais y Martins han visto en el Faulhorn que predominaba la direccion de SO. á NE. En Laponia, donde el fenómeno es más frecuente que en las zonas templadas, esta direccion es de O ¼ SO. á E ¼ NE. Humboldt ha visto que en el ecuador las fajas paralelas tenian la direccion S.-N.

densos, luégo se reunen en forma de masas parecidas á algodon cardado, de filamentos íntimamente enlazados, y adquieren un color ceniciento. Los cirrus se trasforman de este modo en cirro-stratus. Más adelante hablaremos de su estructura íntima.



Fig. 97.—Fajas paralelas de *cirrus*, divergentes por un efecto de perspectiva

En concepto de Kaemtz, el cumulus es la nube de verano de nuestros países; vese siempre en las regiones tropicales, pero nunca en invierno en las altas latitudes; es la *bala de algodon* de los marinos. Esta clase de nube es el producto de la condensacion de los vapores que arrastran á las alturas las corrientes ascendentes del medio dia. «Cuando sale el Sol estando el cielo despejado, dice Kaemtz, vense á eso de las ocho de la mañana algunas nubecillas que parecen crecer de dentro á fuera, aumentan, se acumulan y forman masas claramente circunscritas y limitadas por líneas curvas que se cortan en diferentes direcciones. Su número y tamaño van creciendo hasta la hora de mayor calor del dia; luégo disminuyen, y al ponerse el Sol, el cielo está otra vez enteramente sereno; por la mañana se hallan á poca altura; mas suben hasta el medio dia y vuelven á bajar á la caida de la tarde. Me he cerciorado de ello valiéndome de mediciones directas y de observaciones hechas en las montañas. Muchas veces he visto los cumulus á mis piés por la mañana; elevábanse en seguida; al medio dia quedaba rodeado de nubes por espacio de una hora, y el resto del dia veia sobre mi cabeza nubes que al anochecer bajaban hácia el llano.»

El mismo físico da el nombre de *stratus* á las fajas horizontales nebulosas que se forman al ponerse el Sol y desaparecen cuando sale. Segun Howard, el stratus es la nube nocturna hablando con propiedad; pero Kaemtz lo considera más bien como una niebla cuya superficie inferior descansa en tierra ó en las aguas.

Cuando el cielo está cubierto en una gran extension de cirro-cumulus, nubecillas de forma redonda que parecen vedijas de lana, dícese que está *aborregado.* (Los franceses dicen *pommelé* y los ingleses *mackered sky.)* Para Kaemtz, los cirro-cumulus son presagios de calor. «Parece, dice, que los vientos cálidos del Sur que reinan en las regiones superiores no traen suficiente cantidad de vapor para cubrir enteramente el cielo de nubes y que no obran sino por su temperatura elevada.»

Los cumulus, amontonados en el horizonte, sobreponiéndose unos á otros por la parte redondeada de sus masas y reuniéndose por sus

bases horizontales, toman el aspecto de cumulo-stratus, de los cuales apénas se les puede distinguir.

Por lo que hace á los nimbus, no son nubes de forma determinada, sino la reunion de dos ó tres tipos de nubes, de la cual resulta la lluvia. Hemos visto que Howard los considera como cumulo-cirro-stratus. Para A. Poey, «la lluvia es efecto de la accion y de la reaccion eléctrica sobre el vapor de agua de dos *capas de nubes superpuestas*, la una superior, de cirrus electro-negativos, y la otra inferior, de cumulus electro-positivos.» M. Rozet observaba en 1850 que los nimbus están siempre formados por la reunion de dos nubes de especies diferentes, cirrus y cumulus. Volveremos á tratar de este importante asunto cuando nos ocupemos de la lluvia.

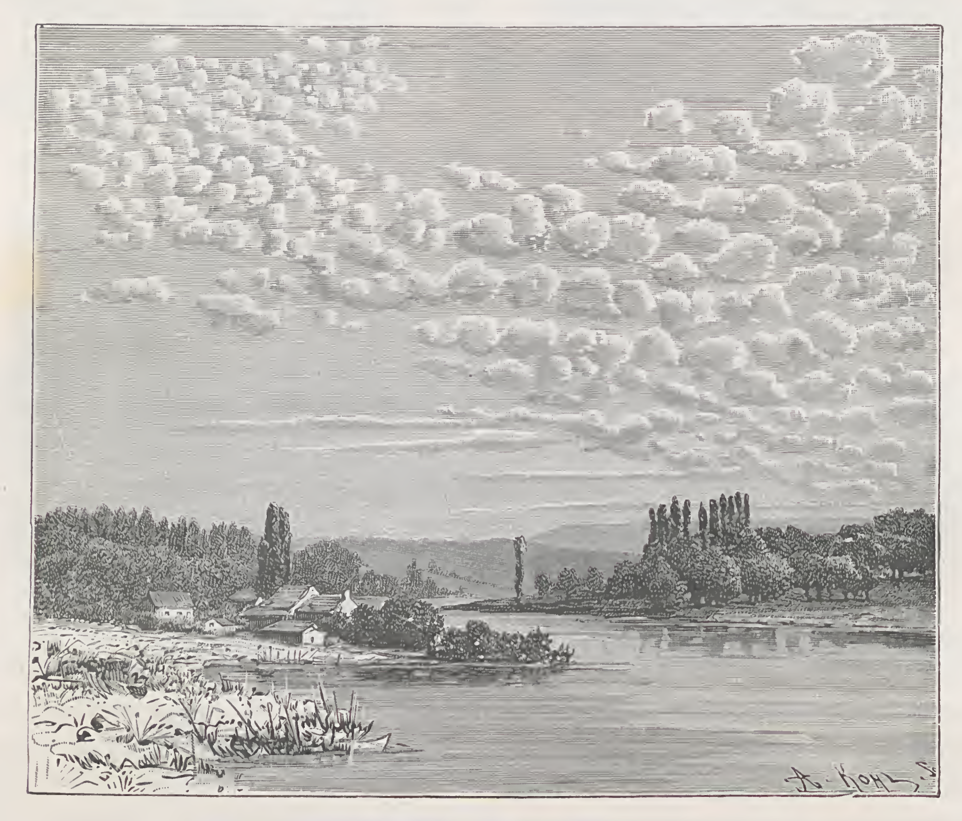


Fig. 98.—Cielo aborregado ó aglomeracion de *cirro-cumulus*

Esto nos induce á hablar de una nueva clasificacion de las nubes, basada no tan sólo en su forma, sino tambien en la estructura real y en la constitucion física de las masas vaporosas que las componen. Segun el citado Retz; «en realidad no hay más que dos clases de nubes: *cumulus*, formados de vapor vesicular, y *cirrus*, de vapor helado; las demás especies de nubes, distinguidas por los meteorologistas, no son más que modificaciones de estas.»

Tambien son estos dos tipos de nubes los que forman la base de la nueva clasificacion propuesta por A. Poey, pero con una distincion, para los derivados de los cirrus, entre las nubes de hielo y las de nieve. Hé aquí esta clasificacion, con las denominaciones escogidas por el sabio meteorologista:

Primer tipo.	CIRRUS	*Tracto-cirro-stratus.* . . .	Nubes de hielo
		Tracto-cirro-cumulus. . . .	
Derivados.		*Tracto-cirrus.*	
		Cirro-stratus.	
		Cirro-cumulus.	Nubes de nieve
		Pallio-cirrus.	
		Globo-cirrus..	
Segundo tipo.	CUMULUS.		Nubes de vapor acuoso
Derivados.		*Pallio-cumulus.*.	
		Globo-cumulus..	
		Fracto-cumulus.	

Poey sustituye por la de *pallium* la denominacion de nimbus, no muy exactamente definida por los precedentes autores de nomenclatura: es la doble capa de cirrus y de cumulus que, segun hemos visto, constituyen las nubes de lluvia: una de ellas está caracterizada con el nombre de pallio-cumulus y otra con el de pallio-cirrus; en esta última nube el agua está condensada en cristales de nieve, al paso que la otra se compone de partículas acuosas. Los nuevos nombres de *tracto*, *globo* y *fracto* empleados para designar los derivados de los dos tipos principales se explican por sí mismos: los tracto-cirrus son fajas de cirrus que, segun el autor, «se desarrollan en una capa algo inferior á la de los cirrus propiamente dichos.» Los globo-cirrus ó globo-cumulus son nubes de forma globular precursoras de las tempestades de nieve ó de agua,



Fig. 99.—Cirrus

y por último, los fracto-cumulus son «esos fragmentos de nubes que vagan sin forma determinada ántes de su trasformacion en cumulus (ó cumulo-stratus), que se precipitan hácia la superficie inferior de la capa de los pallio-cumulus ó se desprenden de ella, y que por último se quedan fijos á modo de fajas horizontales en la cúspide de los cumulus al empezar á soplar un viento impetuoso.»

Limitaremos á lo expuesto la cuestion de la clasificacion y nomenclatura de las nubes. La de Poey, más exacta y más completa, debe tomarse en consideracion, en razon del punto de vista físico de que parte para clasificar las nubes segun su estructura íntima; mas por este concepto requiere todavía la sancion de la experiencia. Las ascensiones aeronáuticas podrán prestar grandes servicios acerca de este punto (1).

Admítese ya generalmente que los cirrus están formados de cristales de hielo. Barral y

(1) Ya han mostrado la insuficiencia de las clasificaciones propuestas. Véase si no un ejemplo que cita Gaston Tissandier en su interesante obra *El Océano aéreo:* «La atmósfera está serena en la superficie del suelo, pero no se ve el azul del cielo por impedirlo una masa de vapores sin forma definida y que parece una cortina de brumas; de esto se dice que el cielo está gris. Si se atraviesa en globo esta masa de vapores, se nota que está separada del aire por dos superficies: la una inferior, algo confusa, que se funde gradualmente con el aire, que es de color gris como la niebla; la otra, superior, pefectamente plana, de color blanco deslumbrador como una capa de nieve vivamente iluminada. Allá abajo, en la tierra, el observador sólo puede ver una bruma más ó ménos densa; arriba, en la atmósfera, el aeronauta considera á sus piés una verdadera mezcla que por su brillo y su aspecto se parece á los *cumulus* de un hermoso cielo de verano. Pero si esta superficie superior es enteramente lisa y tersa como la de un lago, lo cual sucede con frecuencia, aquél tiene á la vista una especie de banco de vapores, bruma en su parte inferior, nube en la superior; que no podrá atribuir á ninguno de los tipos de la clasificacion.»

Bixio atravesaron una nube de esta clase cuando su célebre ascension del verano de 1850, nube formada de finas agujas de hielo, y que tenia lo ménos cuatro kilómetros de espesor. Los fenómenos de los halos y de las parhelias, cuya explicacion hemos dado en el capítulo XIX del tomo II de esta obra, se forman en medio de los cirrus, procediendo de las refracciones que tienen efecto en el interior de prismas de hielo que se hallan en suspension en el aire y están convenientemente orientados con relacion al plano que pasa por el Sol y por el ojo del observador. La teoría suponia la existencia de estos prismas, y las observaciones de los aeronautas la han demostrado. Mencionemos asimismo las de Welsh y Nicklin que encontraron el 17 de agosto de 1852 y á 3,000 metros de altitud «una nieve formada de cristales estrellados que cayó de vez en cuando en el globo,» y las de G. y A. Tissandier y Mangin que, á 2,000 metros de altura, se encontraron, «por decirlo así, en el mismo sitio de formacion de la nieve. El aire era traslúcido, y en torno nuestro veíamos agujitas de hielo, de aspecto brillante, irisadas como mica, que parecian soldarse entre sí al caer, para engendrar á un nivel inferior copos voluminosos. La temperatura era de —1°»

A veces parece el cielo visto desde abajo enteramente sereno, sin que nada empañe su claro azul; y sin embargo, los viajeros de las altas regiones encuentran el aire lleno de cristales muy tenues. Estos cristales son visibles desde cerca, ya porque reflejan vivamente la luz solar, ya porque su conjunto forma una capa que los aeronautas, situados al mismo nivel, consideran en sentido horizontal y por consiguiente bajo gran espesor. G. Tissandier ha visto muchas veces verdaderos bancos de agujas de hielo, suspendidos en la atmósfera, cuya trasparencia no turban. Es de presumir que de la condensacion y la aglomeracion de estas capas nazcan las diferentes formas de cirrus.

Digamos ahora una palabra acerca de la altura de las nubes. Los cirrus son las más elevadas de todas. Segun las observaciones y las medidas de Kaemtz en Halle, su altura llega á 6,500 metros. «Los viajeros que han recorrido las altas montañas, dice, afirman de comun acuerdo que ofrecen la misma apariencia vistas desde las cumbres más elevadas. Durante una permanencia de once semanas enfrente del Finsteraarhorn, cuya elevacion es de 4,200 metros, jamás he observado cirrus bajo la cumbre de este monte.» Crocé-Spinelli vió, en su ascension de marzo de 1874, «encima del globo, leves cirrus que formaban una capa bastante continua, de reflejos más ó ménos nacarados ó sedosos, y parecian estar á 9,000 ó 10,000 metros de altura.» Tissandier (ascension del *Zenit* el 15 de abril de 1875) observó abundantes cirrus entre 4,500 y 4,800 metros, «á cuya altitud, dice, formaban alrededor de la barquilla á modo de un circo inmenso de deslumbradora blancura.»

Aunque los cumulus están ménos elevados que los cirrus, se los ve á veces á grandes alturas; pero estas alturas son muy variables, segun las estaciones ó las horas del dia; ya hemos hecho mencion de algunas observaciones que así lo prueban. A veces los cirrus aparecen escalonados unos sobre otros, formando muchas capas ó bancos separados por espacios libres de nubes. «El 8 de noviembre de 1878, dice Tissandier, ví cuatro bancos de cumulus suspendidos en el seno del aire; el primero á 1,500 metros de altura, el segundo á 2,000, el tercero á 3,500 y el cuarto á unos 5,000.» Glaisher ha observado tambien hasta cinco capas de nubes superpuestas.

Por lo general se han medido las alturas de las nubes por medio de operaciones de triangulacion ó por la comparacion de las posiciones de sus bases, inferior y superior, con puntos de altitud conocida. Riccioli, Bouguer, Humboldt, Lambert, y Kaemtz, han obtenido cifras comprendidas entre 400 y 6,500 metros. Peytier y Howard, al hacer su triangulacion en los Pirineos, dedujeron para la base inferior números comprendidos entre 450 y 2,500 metros, y para la superior, 800 y 3,000 metros. Rozet midió en 1850 con el teodolito la elevacion y el espesor de un gran número de capas de cumulus, observando que cuando hacia buen tiempo la elevacion de estas capas seguia el movimiento del Sol; siendo mínimum á su orto, y máximum entre 12 y 2 de la tarde, disminuye en seguida hasta la mañana siguiente. En julio vió que la altura de su base inferior era de 2,100 y 2,200 metros entre las 10 de la mañana y las 2 de la tarde, con espesores de 1,180 á 1,290 metros.

Segun este observador, el espesor está en relacion con el grado de humedad del aire.

Nadie ignora que las nubes bajan hasta su menor altura durante las tormentas. Por debajo de las capas tempestuosas se ven fragmentos desprendidos corriendo con una velocidad que parece mucho mayor á causa de la proximidad de estas nubes. Son los *fracto-cumulus* de Poey ó los *diablillos* de Lamarck. El órden en que están colocadas las nubes en la clasificacion de Poey es tambien, á su juicio, el de sus alturas relativas, desde las más altas regiones de los cirrus hasta las capas más inmediatas á la Tierra. «Sin embargo, dice, el cumulus propiamente dicho está, á partir de su base, debajo del globo-cumulus, y encima del fracto-cumulus, si se considera el extremo más elevado del cumulus.»

Para terminar lo que teníamos que exponer acerca de las nubes, diremos algo sobre la causa de su suspension en el aire. Para explicar esta suspension, se discurrió la hipótesis de las *vesículas* ó esferas líquidas huecas; y áun se supuso que estas estaban llenas de un gas más ligero que el aire. Por lenta que pueda ser la caida de las gotitas acuosas de que están formadas las nubes, siempre acabarian por caer, y la lluvia acompañaria á todas estas hasta su completa desaparicion. Pero no sucede así. Cierto es que las nubes no están inmóviles en la atmósfera, sino que suben ó bajan segun las circunstancias, encontrando capas de aire de diferentes temperaturas y más ó ménos húmedas. Toda nube sufre continuos aumentos y disminuciones; al bajar hasta encontrar capas más calientes ó más secas, su base inferior se disuelve ó vuelve á pasar al estado de vapor invisible, al paso que la superior crece en virtud de nuevas condensaciones. De este modo puede parecer que conserva la misma altura.

La influencia de las corrientes, ya sean ascendentes y verticales, ó bien horizontales, puede contribuir asimismo á mantener las nubes en suspension en el aire. Fresnel ha aducido tambien otra causa, independiente de toda hipótesis sobre la constitucion física de las partículas que componen la nube, bien sean glóbulos de agua, vapor vesicular ó cristales de nieve sumamente sueltos. «Compréndese, dice, que de la extraordinaria division del agua sólida ó líquida de la nube resulte un múltiple contacto del aire con esta agua, susceptible de que la caldeen los rayos del sol y los luminosos y caloríficos que proceden de la tierra, y que en consecuencia, el aire comprendido en el interior de la nube, ó muy próximo á su superficie, esté más caliente y dilatado que el circundante; deberá pues ser más ligero. Resulta tambien de nuestra hipótesis sobre la gran division de la materia de la nube que las partículas que la componen pueden estar muy juntas, no dejando entre sí más que pequeños intervalos, y ser no obstante muy finas relativamente á estos intervalos, de suerte que el peso total del agua contenida en la nube sea una reducida fraccion del peso total del aire que esta encierra, y bastante exigua para que la diferencia de densidad entre el aire de la nube y el ambiente compense con creces el aumento de peso que resulta de la presencia del agua líquida ó sólida. Cuando el peso total de esta agua y del aire contenido en la nube sea menor que el de un volúmen igual del aire circundante, la nube se elevará hasta llegar á una region de la atmósfera en que haya igualdad entre ambos pesos: entónces quedará en equilibrio. Vese pues que la altura á la que tenga efecto este equilibrio dependerá de la tenuidad de las partículas de la nube y de los intervalos que las separan.»

Fresnel hace observar además que ha de efectuarse lentamente la salida del aire cálido y dilatado fuera de la nube, y áun entónces resulta de ella una corriente ascendente, que, tendiendo á levantar las partículas de la nube, contribuye á su elevacion. Su temperatura interior disminuye de noche, pero tan despacio que la nube baja con gran lentitud en razon de la inmensa extension de su superficie relativamente á su peso; esta es una causa que, sin contribuir á la elevacion de la nube, interviene poderosamente en su suspension. La vuelta del Sol la hará ocupar de nuevo su altura de la víspera, siempre que los vientos ú otros fenómenos meteorológicos no hayan cambiado las circunstancias atmosféricas y las condiciones de equilibrio. Tal es, segun Fresnel, la causa más influyente de la elevacion y suspension de las nubes en la atmósfera.

IV

LA LLUVIA.—LA NIEVE

Cuando la condensacion del vapor de agua en el seno de una nube da lugar á que se formen gotitas un tanto voluminosas y demasiado pesadas para continuar suspendidas en el aire, estas gotas caen en la superficie del suelo, originando el fenómeno de la lluvia. Esto supone que la temperatura de la nube es superior á la de la congelacion. Si las partículas acuosas están á una temperatura más baja que 0°, pasan al estado sólido, se cristalizan y forman una nube de hielo ó de nieve. Condensadas las partículas sólidas en copos demasiado voluminosos para contrastar la gravedad, se precipitan, y si atraviesan en su caida capas igualmente frias, entónces cae *nieve*. A veces acontece que sólo intervienen algunas de estas condiciones, y que con las gotas de lluvia se mezclan copos de nieve en proporcion variable. La niebla, en lugar de remontarse á la atmósfera y de trasformarse en nube, cae á veces tambien en forma de lluvia fina y penetrante que se llama *llovizna*.

Vista á cierta distancia en el horizonte, una nube que se resuelve en lluvia parece confundida con el suelo; los regueros agrisados y vaporosos, cayendo oblicuamente segun la direccion del viento, enturbian la trasparencia del aire é impiden distinguir los objetos situados detrás de ellos. Con frecuencia acontece que estos rastros ó regueros no llegan hasta el suelo, lo cual indica que las gotas, encontrando capas distantes del punto de saturacion que corresponde á su temperatura, se evaporan y desaparecen; en este caso no hay lluvia sino para las capas de aire más próximas á la base de la nube. Compréndese tambien que haya gotas, que siendo bastante voluminosas al escaparse de la nube lluviosa, disminuyen progresivamente y llegan al suelo mucho más pequeñas que en su punto de partida. Pero sucede lo contrario si las capas inferiores del aire están más húmedas y más frias que aquellas de donde emana la lluvia; las gotas aumentan condensando en su superficie el exceso de vapor de estas capas sobresaturadas, y en este caso la lluvia es más copiosa abajo que arriba.

Anteriormente hemos establecido la distincion de las nubes, en *nubes de nieve* y de *lluvia;* pero esta distincion debe entenderse con respecto á la constitucion que tienen en la altura en que se las observa, más bien que por lo que atañe á la naturaleza del residuo que dan con su caida en la superficie del suelo. En efecto, una misma nube puede dar simultáneamente nieve en las altas regiones y lluvia en las bajas, lo cual depende de las diferencias de temperatura del aire á diversas altitudes. Los casos siguientes, observados por Rozet en Grenoble y en el Cabo, en abril y mayo de 1851, confirman la realidad de esta trasformacion de la nieve en lluvia. «En Grenoble, dice, habia llovido mucho en la ciudad, pero nevado en los tejados de la Bastilla, es decir, á 500 metros de altitud ó sea á 287 metros solamente sobre el suelo de dicha poblacion; en Gap, que está á 740 metros sobre el nivel del mar, nevó en las calles..... Alojado fuera de la ciudad, de manera que podia ver las montañas á mi alrededor, conseguí determinar con mi teodolito el límite entre la nieve y la lluvia. Desde el 25 de abril ha nevado siempre en las montañas miéntras llovia en la ciudad. Estando la temperatura á —8° en mi observatorio, situado á 750 metros sobre el nivel del mar, nevaba en torno sobre un plano sensiblemente horizontal situado á 1,200 metros, ó sea á 450 sobre el sitio donde yo estaba. El 2 de mayo el termómetro marcaba +4°, y el plano de la nieve bajó á 900 metros. Habiendo subido el mismo dia hasta 1,300 metros por la montaña de la Morarie, el termómetro marcaba + 2° en la nube tempestuosa; hacia mucho frio; las partículas de nieve, en lugar de ser copos, eran prismas cuadrangulares oblicuos del tamaño de un guisante: era nieve y no hielo como cuando graniza. Más abajo, este tamaño disminuia y á los 900 metros, caia una lluvia fina y compacta.»

Parece averiguado que la lluvia ó la nieve no cae más que de las nubes á las que Howard da el nombre de *nimbus;* por consiguiente, resulta de la reunion de los cirrus con los cumulus, de las nubes de hielo con las de vapor acuoso. El meteorologista cuyas observaciones acabamos de citar insiste en el siguiente punto: «Habiendo subido á una montaña en un dia tempestuoso, he observado que en una capa de cumulus no se forman nimbus sino en los pun-

tos en que caen cirrus. Tenemos pues aquí nuevos hechos en apoyo de mis anteriores observaciones, en virtud de las cuales me habia cerciorado de que la lluvia resulta de la mezcla del vapor vesicular con el vapor helado.»

Pero ¿por qué da lugar al fenómeno de la lluvia la reunion de estas dos clases de nubes? ¿Es simplemente por el descenso de temperatura que para el cumulus resulta de la invasion de la nube helada? En este caso, la condensacion que se sigue daria lugar á la caida de las gotitas acuosas al aumentarlas ó reunirlas.

Hutton daba una teoría casi análoga de la lluvia, puesto que la atribuia á la mezcla de dos masas de aire saturadas á temperaturas desiguales: siendo la de la mezcla demasiado baja para que pueda contener todo el vapor de las masas reunidas, hay precipitacion.

A. Poey hace intervenir la electricidad en el fenómeno, á lo ménos en cuanto á las lluvias tempestuosas y á las continuas y abundantes. Hemos visto que este meteorologista da al nimbus ó nube de lluvia de Howard el nombre de pallium, y que lo distingue en dos capas, el pallio-cirrus y el pallio-cumulus. «La aparicion de estas capas, dice, anuncia el mal tiempo, y su desaparicion el bueno. La capa del pallio-cirrus es la primera que aparece, y algunas horas ó algunos dias despues, la del pallio-cumulus se forma debajo de ella. Estas dos capas permanecen á la vista á cierta distancia una de otra; su accion y su reaccion recíprocas producen las tormentas y las fuertes lluvias, acompañadas de descargas eléctricas: están electrizadas en sentido contrario; la capa superior de cirrus es negativa y la inferior de cumulus es positiva como la lluvia que derrama, al paso que la electricidad del aire en la superficie del suelo es negativa. Cuando estas dos capas se atraen sobreviene una descarga, y la inferior continúa derramando su exceso de agua sin dar señal alguna de electricidad como tampoco el aire que está en contacto con la tierra. Este estado se prolonga hasta que se desgarra la capa superior y en seguida la inferior; luégo desaparecen una tras otra, y vuelve el buen tiempo.» El sabio director del Observatorio de la Habana cita en apoyo de esta teoría varias observaciones hechas en globo por Testu, en Paris en 1786, y por J. Wise en los Estados Unidos en 1852.

Que las atracciones eléctricas entre dos nubes electrizadas en sentido contrario ejercen cierto papel en el fenómeno de las lluvias de tormenta, es cosa que parece confirmada por un hecho conocido; despues de cada trueno algo fuerte, la lluvia aumenta en intensidad, y caen gotas más gruesas y más abundantes. Pero ¿interviene la electricidad en todas las lluvias? Nos parece por lo ménos dudoso; y en todo caso esta intervencion no es necesaria. El exceso de condensacion que resulta de un enfriamiento progresivo de masas de aire cargadas de humedad basta para explicar el fenómeno.

Tampoco se puede poner en duda la influencia de la direccion del viento en la produccion de la lluvia, y cuando sopla del mar hácia el interior de las tierras, en cualquier clima que sea, no tarda en sobrevenir la lluvia. La explicacion de este fenómeno es muy sencilla. En la Europa occidental, la mayor parte de los tiempos lluviosos tienen por causa los vientos de entre Sur y Oeste. Miéntras duran los de la region opuesta que traen consigo masas de aire secas de resultas de su paso por los continentes, en donde, en virtud de condensaciones sucesivas, se desembarazan del vapor de agua de que estaban cargadas primitivamente, el tiempo es bueno y seco y el cielo está despejado. Tan luégo como soplan los vientos de Sur á Oeste, se ven aparecer los primeros cirrus precursores de un cambio de tiempo; empezando la condensacion en las partes más elevadas y más frias del aire. Afluyen las masas de aire húmedas procedentes del Océano, las cuales tienen que subir por la pendiente de los continentes hácia los que se dirigen, y á medida que van subiendo, la disminucion de presion las obliga á dilatarse, correspondiendo á esta dilatacion, segun lo hemos indicado ya, un consumo del calor que traen consigo. Baja el punto de saturacion, la humedad se condensa en nubes cada vez más espesas, hasta que estando ya el aire sobresaturado, no pueden formarse nuevos vapores. Entónces comienza la lluvia, estando su duracion en proporcion con la cantidad de vapores traidos y con la duracion de los vientos que los renuevan.

Si el viento húmedo tropieza en su marcha con obstáculos, como cadenas de montañas, el aire en movimiento se eleva sobre sus laderas hasta sus cumbres, en donde la temperatura puede estar bastante baja para que el vapor condensado se cristalice formando copos de nieve (1).

Hay un refran conocido que dice *lluvia pequeña disipa viento grande*, que es la expresion inversa de lo que suele suceder cuando sobreviene la lluvia en las circunstancias de que acabamos de hablar. Y en efecto, cuando la velocidad del movimiento aéreo disminuye ó se anula, las masas de aire que se han quedado inmóviles forman á modo de una barrera para las que aún no han terminado su carrera; estas se elevan, se dilatan y se enfrian, y el vapor de agua que depositan en el seno de un aire saturado ya suscita la lluvia, que quizás dimane tambien de la cesacion de movimiento, es decir, de la supresion de una de las causas de suspension de las nubes.

A veces acontece que al terminar un dia húmedo y caluroso, caen gotas de lluvia de un cielo puro y sin nubes. Dase el nombre de *sereno* á este fenómeno, que tiene su explicacion en el enfriamiento de las capas de aire despues de ponerse el Sol. Anteriormente hemos visto que, en ciertas circunstancias, las altas regiones del aire contienen cristales de hielo, finas agujas bastante separadas entre sí y que por esta causa no alteran la trasparencia del aire. Al descender por la tarde estas partículas á capas más calientes, deben derretirse formando gotitas y caer en el suelo. Creemos que esta sea la sencilla explicacion del sereno.



Fig. 100.—Forma cristalina de la nieve, segun Muschenbroeck

Como la nieve no difiere de la lluvia sino por la temperatura más baja de las nubes de que cae y de las capas de aire que sus copos atraviesan, nada tenemos que añadir á lo que hemos expuesto acerca de las causas de la lluvia, que son, con dicha diferencia, las mismas de las nevadas. Pero nos ocuparemos con algunos detalles de las formas singulares que presentan los cristales que forman los copos.

Segun parece, Keplero fué el primero que echó de ver la estructura cristalina de la nieve. Musschenbroek, Cassini y Erasmo Bartholin

(1) Hace treinta años que Babinet desarrolló en un folleto sobre el *riego del globo* la teoría que resumimos aquí. Véase el párrafo relativo á las nevadas en las montañas: «Las masas de aire de los mares y de las llanuras llevadas por las corrientes atmosféricas hácia las montañas, se corren por sus laderas y por consiguiente se elevan á alturas inmensas. Entónces estas masas se dilatan y se enfrian prodigiosamente: 200 metros de elevacion dan ya 3 grados de frio: júzguese por esto del que debe resultar de una elevacion igual á la de los Alpes, de los Pirineos, del Cáucaso, de la Cordillera occidental de las dos Américas ó del Himalaya de Asia. Esta es la causa sencilla de que las cordilleras sean la cuna y orígen de los grandes rios, y sin necesidad de recorrer el globo entero, vemos que los Alpes de Europa dan, con el viento húmedo del Sudoeste, nacimiento á dos grandes rios: el Ródano y el Rhin. Con el viento del Este, estos mismos Alpes hacen que se deposite el agua que alimenta la inmensa cuenca del Danubio, y finalmente, con el viento cálido y húmedo del Sur, el elevado antemural de los montes que están al Norte de Italia hace que se deposite toda el agua de la cuenca del Pó y de los demás tributarios del Adriático.»

describieron las variadas formas de estos copos, todos los cuales presentan, con raras excepciones, la particularidad de que las tenues agujas de que se componen se cruzan de mil modos formando ángulos de 60 ó de 120 grados, resultando de aquí, ya láminas exagonales, ya

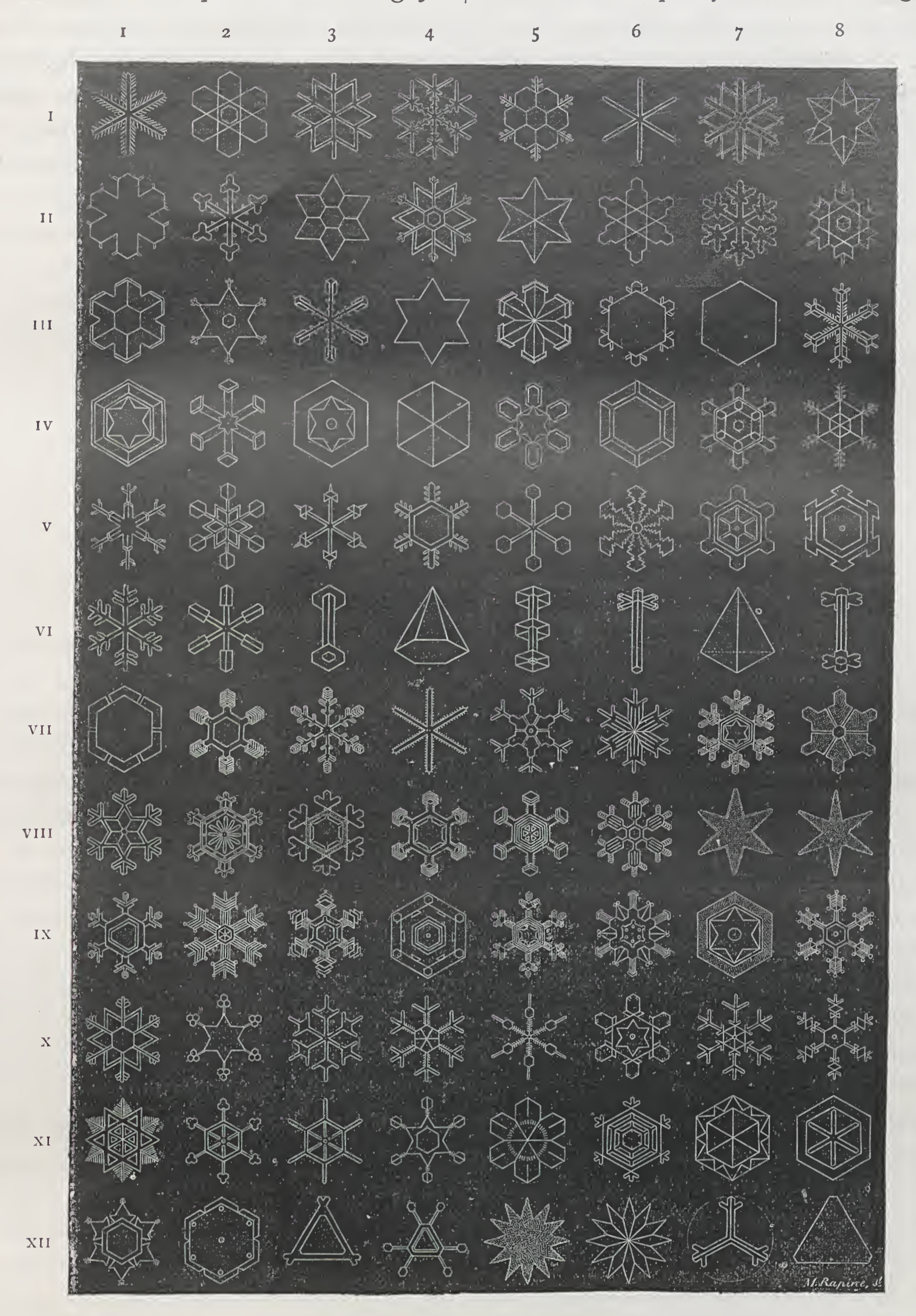


Fig. 101.— Los cristales de la nieve, segun el capitan Scoresby

estrellas de seis puntas, simples ó ramificadas, ó bien triángulos, pirámides y prismas, pero de tan infinita variedad á pesar de su simetría, que es imposible describirlas y sólo el dibujo puede dar una idea de ellas. En la figura 100 reproducimos algunas figuras de las láminas de la *Enciclopedia*, segun Musschenbroek y Cassini. La figura 101 es la reproduccion de 96 formas que dibujó en las regiones polares el capitan Scoresby. Por último, en la figura 102 se ven algunas formas nuevas, cristalinas ó amorfas, observadas por Armando Landrin durante el invierno de 1875-76. Otros observadores, como Kaemtz, J. Glaisher, Bechey, y

Petitot, han descrito tambien formas nuevas, de suerte que es de presumir que estas formas varíen hasta lo infinito, por decirlo así, segun las circunstancias que les dan orígen.

Scoresby ha clasificado en cinco tipos principales los cristales de nieve que ha descrito y dibujado. Estos tipos son:

1.º Cristales en forma de láminas muy tenues, delicadas y trasparentes, presentan muchas variedades: *a)* estrellas de seis puntas, á veces erizadas de aristas paralelas á los radios y en el mismo plano; *b*) exágonos regulares; unos son simples laminillas trasparentes; otros tienen en el interior del polígono líneas blancas paralelas á su contorno ó en forma de rayos, estrellas, etc.; *c*) combinaciones variadas de figuras exagonales, con rayos y ángulos salientes dispuestos del modo más vistoso (fig. 101, I 1, IV 6, V 8, III 1, IX 3, etc.);

2.º Copos de núcleo esférico ó poliédrico, que presentan las figuras del primer tipo, pero erizadas de agujas en todos sentidos (fig. 100). El núcleo es unas veces trasparente, y otras desigual y opaco;

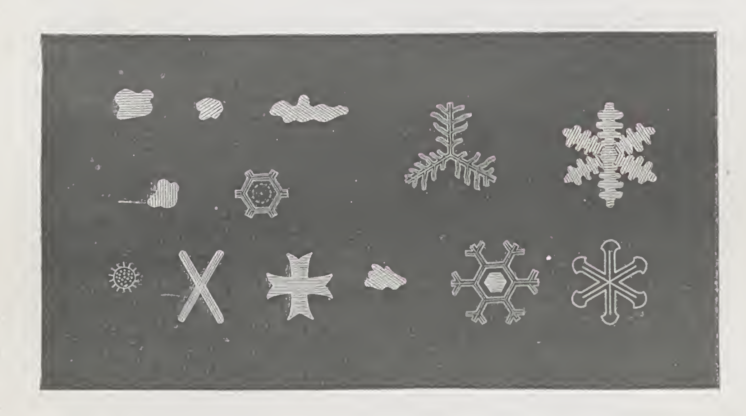


Fig. 102.—Copos amorfos y cristales de nieve, segun A. Landrin

3.º Agujas aisladas cuya forma es la de un prisma exagonal; estas agujas son á veces tan finas como cabellos;

4.º Scoresby no ha observado más que una vez el cuarto tipo, que es una pirámide regular de seis caras (fig. 101, VI 4);

5.º Agujas prismáticas que llevan en uno de sus extremos ó en los dos laminillas exagonales. Scoresby no las ha observado más que dos veces; pero cayeron con tanta abundancia, que su buque quedó en pocas horas cubierto de muchos centímetros de nieve.

Aún se sabe muy poco, ó por mejor decir, no se sabe nada sobre las condiciones que dan lugar á la caida de cristales de esta ó de la otra forma. Lo único que parece averiguado es que en un chubasco de nieve se observan cuando más dos ó tres formas diferentes de cristales, por lo comun una sola. Scoresby ha indicado las temperaturas que le parecian favorables para ciertas variedades cristalinas. Kaemtz, despues de decir que habia encontrado unas veinte formas no descritas por Scoresby, añade que jamás ha visto una sola en que los cristales estuviesen en planos perpendiculares entre sí. Erasmo Bartholin aseguraba haber visto en la nieve estrellas pentagonales y añadia que otros las habian observado octogonales. A. Landrin vió el 16 de enero de 1876 cristales de nieve formados de estrellas de cuatro puntas, las unas cruzadas formando ángulos de 60 y 120 grados, y las otras «en figura de cruz regular de brazos que se cortaban á 45º, todo ello mezclado con fragmentos amorfos.» La fig. 102 reproduce estas dos formas particulares.

Kaemtz asegura que se pueden admirar en toda su belleza las formas cristalinas regulares de la nieve cuando la atmósfera está tranquila y sin nieblas. «Con la bruma, dice, los cristales son por lo regular desiguales, opacos, y parece que se haya solidificado en su superficie un gran número de vesículas sin haber tenido tiempo de unirse íntimamente con las moléculas cristalinas. Cuando sopla viento, los cristales parecen rotos é irregulares; entónces se encuentran en ellos granos redondeados compuestos de radios desiguales. En los Alpes y en Alemania he visto caer con frecuencia cristales perfectamente simétricos; pero cuando soplaba viento, eran granos del tamaño de los de mijo

ó de guisantes, de estructura bastante compacta, ó bien cuerpos en forma de pirámide cuya base era un casquete esférico. Pueden asimilarse estos cuerpos á la nevisca, áun cuando se formaban en las mismas condiciones meteorológicas que los copos que caian ántes de soplar el viento (1).»

La *nevisca* es, en efecto, una especie de nieve caracterizada por granitos opacos que tienen toda la apariencia de copos de nieve condensados, y que caen con más frecuencia en las borrascas ó chubascos de primavera: los granos son á veces bastante duros para que se les pueda comparar con granizos menudos; y lo cierto es que la nevisca parece establecer el tránsito entre la nieve y el granizo.

La densidad de la nieve es muy variable segun la temperatura, el estado higrométrico y el tamaño de los copos. La que cae estando el tiempo seco y frio es más ligera, y las capas que forma en el suelo ménos compactas que las que proceden de una nieve más húmeda. La densidad suele ser 10 ó 12 veces menor que la del agua; Musschenbroeck ha pesado en Utrecht nieve formada de cristales estrellados y ha visto que era 24 veces más ligera que el agua.

V

LOS PLUVIÓMETROS

Medir la cantidad de agua meteórica que cae en un lugar dado durante el curso de un año en forma de lluvia, nieve, granizo ó nevisca, es asunto de grande importancia para el estudio climatológico de dicho lugar. Consíguese esto con los instrumentos conocidos con los nombres de *pluviómetros*, *udómetros* y *ombrómetros*, cuya significacion es la misma.

El pluviómetro más sencillo se compone de una vasija de forma cilíndrica M, que tiene á un lado un tubo acodado A, y en su parte superior un embudo cónico B que recoge el agua caida por la abertura exterior. El nivel del agua en el tubo lateral da en milímetros el espesor de la capa de agua caida. El cero de la escala está al nivel de un diafragma que tiene un agujero en medio: ántes de hacerse una observacion debe llenarse de agua el instrumento hasta este nivel. Con un aparato dispuesto de este modo, no se puede medir más que cantidades de lluvia poco abundantes, puesto que lo que se valúa y se lee es la altura misma de la capa de agua.

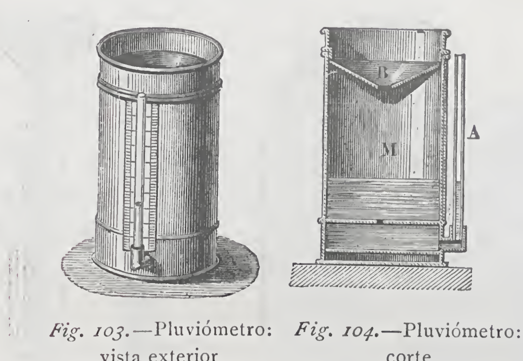


Fig. 103.—Pluviómetro: vista exterior *Fig. 104.*—Pluviómetro: corte

Para obtener más precision en las lecturas, se suele dar al cilindro en que se recoge el agua una seccion mucho más pequeña que la seccion recta del embudo, es decir, que la superficie en que cae la lluvia. Por lo comun, el círculo del pluviómetro tiene 226 milímetros, ó bien una superficie de 4 decímetros cuadrados. Tomando $71^{mm},5$ como diámetro del cilindro, la superficie del agua que se recoja en él será diez veces menor que la del embudo, y su altura diez veces mayor. Por consiguiente los milímetros leidos en la escala serán décimas de milímetro de agua caida. No hay para qué decir que se podria tomar cualquiera otra proporcion para las secciones.

La figura 105 representa un pluviómetro construido en virtud de este principio, es el pluviómetro *decuplicador* Tonnelot.

El pluviómetro *totalizador* de Hervé-Mangon está construido de un modo análogo, pues el tubo lateral decuplica las alturas de lluvia caida; pero lleva un depósito inferior en el que se recoge sucesivamente el agua de una serie de observaciones y sirve de comprobacion para las lecturas. Hé aquí la descripcion y el uso de este apéndice, tomada de las *Instrucciones meteorológicas* de la Oficina central: «Debajo del cilindro de zinc hay un depósito D, enteramente cerrado, que puede comunicar con el cilindro B por medio de una llave. Despues de la

(1) Segun M. J. Girard, las dimensiones de los cristales de nieve varian de 1 á 7 milímetros. Scoresby habla de laminillas del primer tipo que tenian de 2 á 3 décimas de milímetro de diámetro. Para observarlas bien con la lente ó con el microscopio, es menester recogerlas en un paño negro, debiendo estar el aire ambiente bastante frio para que los copos no se derritan al caer; una temperatura de 2 á 3 grados bajo cero es la más á propósito para las observaciones.

observacion de cada dia, se abre esta llave de modo que se haga pasar al depósito inferior toda el agua recogida por el pluviómetro, y en seguida se la cierra de nuevo. De este modo se

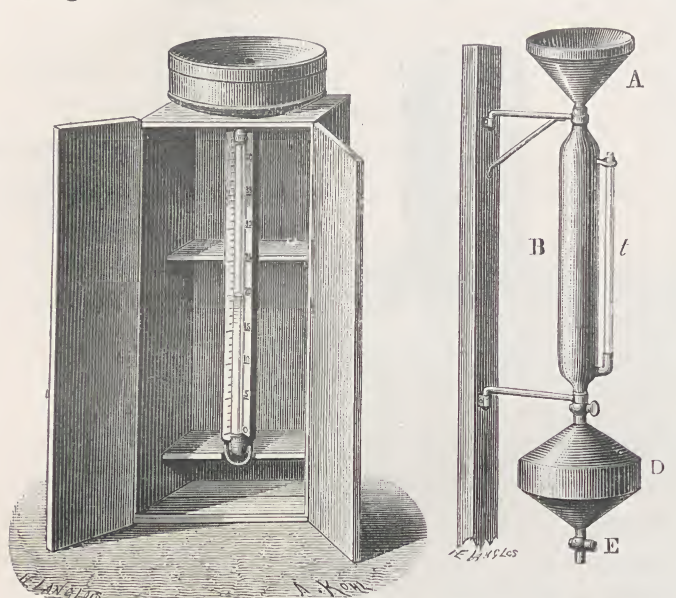


Fig. 105.—Pluviómetro decuplicador de Tonnelot

Fig. 106.—Pluviómetro totalizador de Hervé-Mangon

reune el líquido en el depósito D sin que esté expuesto á ninguna evaporacion. De vez en cuando, la persona que cuida de las observaciones mide el agua contenida en el depósito D, abriendo con una llave especial la espita E en que remata este depósito, y recibiendo en una probeta graduada el líquido acumulado desde la última inspeccion. El número de centímetros cúbicos de agua recogido así, dividido por 40 (1), expresará en milímetros la altura de la capa de agua caida en el intervalo considerado, altura que deberá resultar sensiblemente igual á la suma de las alturas inscritas en el mismo período por el observador encargado de las operaciones cuotidianas. Esta comprobacion, siempre fácil de hacer, y en la que no necesita ocuparse la persona encargada de ella más que algunos minutos por mes, permite corregir los errores que la negligencia ó el olvido causan á menudo en las observaciones.»

En los observatorios meteorológicos se emplean aparatos anotadores de la lluvia, *pluviógrafos* ó *udógrafos*. La fig. 107 representa el anotador del pluviógrafo del Observatorio de Montsouris. El receptor de las aguas pluviales está colocado á la parte de afuera á 2 metros de altura; comunica por un tubo *v* con la parte inferior de la vasija cilíndrica A, pasando á ella por este tubo las aguas meteóricas conforme van precipitándose. En la superficie del líquido descansa un flotador que lleva en su centro una barrita dentada C, cuyos movimientos ascendentes marcan el aumento de nivel del agua, movimientos que deben quedar inscritos en el cilindro H dado de negro. Esta inscripcion se consigue de un modo muy sencillo. La barrita dentada, guiada en su carrera vertical por unas ruedecitas macizas, engrana con un piñon que lleva en un eje una excéntrica *e* en espiral, en cuyo contorno se apoya la aguja E equilibrada por el contrapeso *p*. Cuando llueve, el agua sube y la punta de la aguja describe una curva ascendente; si la lluvia cesa, la línea descrita es horizontal. Cuando la excéntrica ha efectuado una revolucion completa, la aguja baja y empieza otra vez á inscribir una nueva curva.

El pluviómetro anotador marca así, además de la cantidad de agua caida en cada lluvia, las

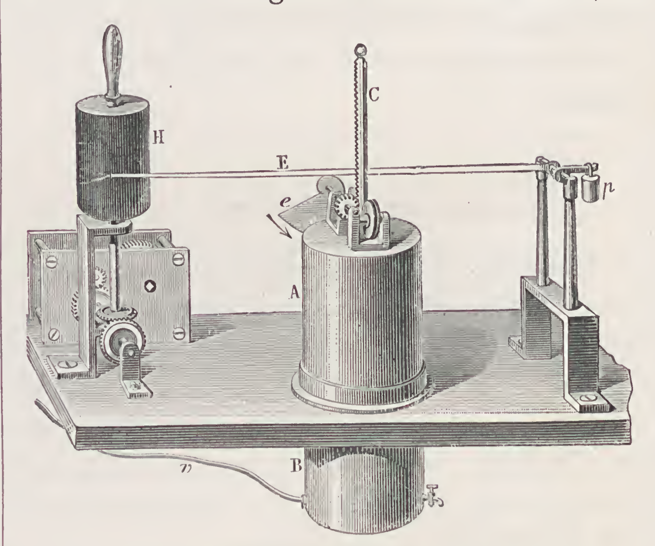


Fig. 107.—Pluviómetro anotador del Observatorio de Montsouris

horas del dia y de la noche á que empieza y acaba el fenómeno, y por consiguiente, su duracion, pudiendo deducirse tambien la intensidad del aguacero.

El receptor de los pluviómetros debe estar situado en sitio bien descubierto, de modo que el depósito no esté resguardado por ninguna parte de la lluvia y la reciba, cualquiera que sea la direccion del viento que la impele. Por lo comun, se le pone de modo que su abertura

(1) La superficie del embudo es de 4 decímetros cuadrados; la del cilindro B, diez veces menor, de 40 centímetros cuadrados. El volúmen dividido por la superficie da la altura en centímetros para el cilindro, y en milímetros para el embudo.

esté á $1^{m},50$ ó 2 metros del suelo. Si se le pusiera demasiado bajo, podria introducirse en él agua de la que salpica la misma lluvia, y en invierno estaria expuesto á quedar cubierto por la nieve que el viento amontonaria á su pié. Si muy alto, no daria generalmente, como lo ha demostrado la experiencia, más que una cantidad de agua inferior á la que cae en el suelo (1). Se suele atribuir esta desigualdad á la influencia de los remolinos de viento, y por esta razon se recomienda muy expresamente que no se instale nunca el pluviómetro sobre un tejado (*Instrucciones de la Oficina central meteorológica de Francia*).

Para recoger la nieve y medir el agua que procede de ella, se toman algunas precauciones particulares. El pluviómetro Tonnelot está metido en una caja de madera; se pone en él una lamparilla ó una brasa de carbon de Paris, con lo cual la temperatura es bastante elevada en él para derretir la nieve tan luégo como cae é impedir que el agua se congele en el cilindro. «En ciertos puntos, dice Mohn, en que nieva á ráfagas violentas, puede suceder que la nieve no caiga en el pluviómetro, ó que, si cae en él, el viento la disperse y se la lleve á otra parte; en tales casos, es imposible medir cantidad alguna.» Para obviar este inconveniente se recurre á varios medios. Hé aquí el que dan las Instrucciones: «El mejor medio para medir exactamente la nieve consiste en poner al lado del pluviómetro un cubo de zinc bastante hondo, que tenga la misma abertura, y sobre el cual se pueda poner en caso necesario la anilla del pluviómetro. Si el cubo de zinc es bastante hondo, el viento no arrebatará la nieve despues de caer en él. Para valuar la cantidad de agua correspondiente, se derretirá la nieve, ya acercando el pluviómetro al fuego, ó bien echando un volúmen de agua caliente medida de antemano, y se hará uso de la misma probeta que para el pluviómetro. Al mismo tiempo que se valúa de este modo el agua dada por la nieve, que es lo esencial, se podrá anotar la altura que ésta tiene en el suelo. Para ello se necesita escoger una superficie plana en que la capa de nieve sea bien regular. A pesar de ser importante en alto grado conocer la cantidad de agua dada por la nieve, es uno de los elementos que se miden con ménos exactitud; por consiguiente, se procurará hacer esta observacion con cuidado.»

VI

CANTIDADES DE LLUVIAS CAIDAS,—FRECUENCIA Y DISTRIBUCION DE LAS LLUVIAS

Merced á los documentos que proporcionan los pluviómetros observados con regularidad durante un espacio de tiempo más ó ménos largo, puede efectuarse el estudio de una serie de cuestiones que encierran gran interés meteorológico ó climatológico; por ejemplo, averiguar la cantidad de lluvia ó de agua meteórica caida anualmente en un punto dado; conocer cómo se distribuye entre las estaciones, ó los meses, ó tambien entre el dia y la noche; anotar el número de dias de lluvia, la frecuencia y duracion del fenómeno; comparar los datos suministrados por las observaciones del globo entre sí, y deducir de ellas, á la vez que la distribucion de las lluvias, segun la posicion geográfica y la altitud, la influencia de los vientos, la mayor ó menor proximidad del mar, de las montañas, etcétera. Entremos en algunos detalles acerca de estas cuestiones, y aplacemos las demás para los capítulos en que se trate de los climas.

Tomemos por ejemplo las observaciones pluviométricas hechas en Paris desde 1689 hasta 1872, en la azotea del Observatorio. Este intervalo comprende 184 años, y sólo tiene un vacío de 18 años entre 1754 y 1773 y otro de 6

---

(1) Arago ha hecho observar en su estudio *sobre la lluvia* que la cantidad de ésta depende de la altura del udómetro sobre el suelo. Habiendo anotado las alturas anuales, recogidas de 1817 á 1853 en dos aparatos perfectamente idénticos instalados en el Observatorio de Paris, uno en la cúspide del edificio, y otro en el patio, obtuvo como promedio de estos 37 años las cantidades siguientes:

Lluvia en el patio. . . . $579^{mm},80$ } Diferencia, $68^{mm},46$
— en la azotea.. . . . $511^{mm},34$ }

O sea una diferencia de un séptimo en ventaja del udómetro inferior, para una diferencia de nivel de unos 29 metros. Sucede con la nieve lo que con la lluvia. Se han hecho observaciones análogas en York (Inglaterra) en 1832 y 1834, en la cúspide de la catedral, del Museo y en el jardin, á diferencias de altitud de 64, 51 y 13 metros; en Besançon, en el fuerte Bregille y en la Facultad de ciencias (diferencia 196 metros); en América, en Cartagena, Popayan y Santa Fe de Bogotá. Unas y otras prueban que la cantidad de lluvia disminuye con la elevacion; pero es probable que las causas de estas diferencias no sean las mismas. Especialmente en el último ejemplo, en que se trata de altitudes que varian entre 0 y 1,800 á 2,700 metros, la causa es puramente meteorológica y depende de las mismas capas que producen a lluvia. En el Observatorio de Paris el fenómeno procede de una causa accidental, de la presencia del monumento y de la accion del viento que con sus remolinos lleva al udómetro las gotas de agua que no debian ir á parar á él.

entre 1794 y 1804: da por consiguiente 160 cantidades de lluvia anuales.

La primera observacion que sugiere el exámen de los 160 números que marcan en milímetros la cantidad de agua caida anualmente, ó de la curva (fig. 108) que los representa, es que esta cantidad es muy variable. No se echa de ver aquí esa constancia que nos ha llamado la atencion en otros elementos meteorológicos, como la presion, la temperatura, etc. El promedio general de las 160 cantidades de lluvias anuales es de 484 milímetros (1); 79 son inferiores y 81 superiores á este promedio, pero las diferencias son considerables. El año 1733, en

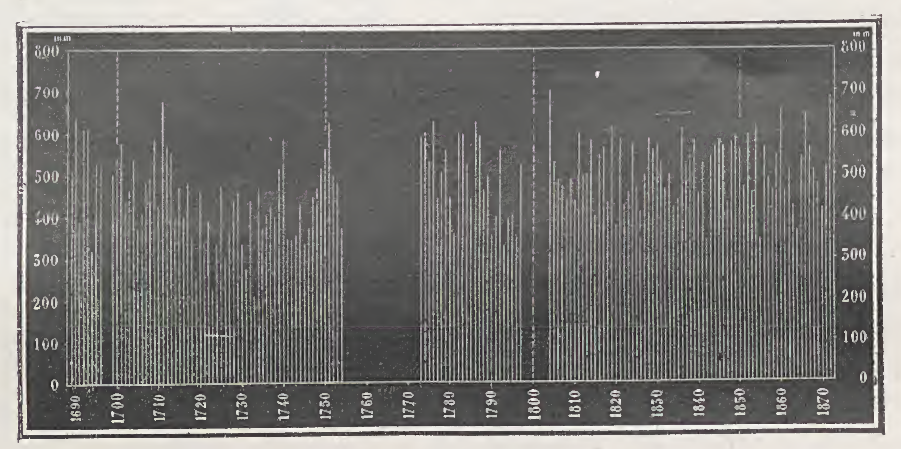


Fig. 108.—Cantidades de lluvia caidas anualmente en Paris desde 1689 á 1872

que llovió ménos, sólo dió 210 milímetros; siguió á continuacion 1723 con 230 milímetros y 1719 con 276. Los años más lluviosos han sido 1804, que dió 703 milímetros de agua, 1872 con 689, y 1711 con 681. Así pues, entre el máximum y el mínimum hay una diferencia de 493 milímetros, siendo de 1 á 3,35 la proporcion de las cantidades extremas de agua caida. Pero en estas fluctuaciones nada denota un aumento ó una disminucion sistemática en las cantidades de lluvia. Al dar Arago los resultados del período comprendido entre 1689 y 1853, deducia ya la misma consecuencia, diciendo «que no hay razon alguna para suponer que el clima de Paris sea ahora más ó ménos lluvioso de lo que lo era hace 150 años.»

Si, en vez de comparar las cantidades de lluvia caidas anualmente durante el expresado período, se examinan las cifras anotadas cada mes, tomando los promedios mensuales de estos 160 años, tendremos los números siguientes:

Meses de la estacion fria	Cantidades de lluvia
Octubre	45^{mm},1
Noviembre	40^{mm},6
Diciembre	36^{mm},8
Enero	33^{mm},7
Febrero	29^{mm},4
Marzo	31^{mm},2
Total	216^{mm},8

Meses de la estacion calurosa	Cantidades de lluvia
Abril	37^{mm},4
Mayo	45^{mm},8
Junio	51^{mm},3
Julio	51^{mm},5
Agosto	47^{mm},5
Setiembre	47^{mm},8
Total	278^{mm},3

Vése desde luégo que la lluvia caida durante los seis meses de la estacion fria es mucho ménos abundante que la de la estacion calurosa (2); por consiguiente, á esta deberia reservarse el nombre de *estacion lluviosa*. En los meses de junio y julio es en los que cae mayor cantidad de agua; febrero y marzo son los más secos. Se

(1) Dejamos ya dicho que el pluviómetro de la azotea del Observatorio da ménos lluvia que el del patio, siendo la diferencia de unos 68 milímetros por año. En este caso, el promedio de la cantidad de lluvia caida en el suelo seria de 552 milímetros. Tal es en efecto, y á poca diferencia la cifra que resulta en el Observatorio de Montsouris, situado casi en las mismas condiciones que el astronómico. Para los once años comprendidos entre 1872 y 1883, el *Anuario de Montsouris* da un promedio de 560 milímetros.

(2) El contraste entre las dos estaciones seria aún más marcado si se empezase la primera en noviembre y la segunda en mayo. Entónces resultaria 209^{mm},1 para la estacion fria y 286^{mm},0 para la calurosa ó lluviosa.

puede hacer evidente este resultado de otro modo, esto es, totalizando por separado cada estacion meteorológica, y asignando al invierno los meses de diciembre, enero y febrero, á la primavera los de marzo, abril y mayo, etc. Tomando el período comprendido entre 1818 y 1853, Arago ha obtenido las cifras siguientes:

Estaciones	Cantidades de lluvia caidas: En milímetros	Promedio anual = 100
Invierno.	100	19,8
Primavera. . . .	125	24,7
Verano.	145	28,7
Otoño.	135	26,8
	505	100,0

Como se ve, el verano es la estacion en que resulta mayor cantidad de agua, y en invierno, menor. La primavera y el verano reunidos exceden en un séptimo próximamente al otoño y al invierno; el verano y el otoño superan al invierno y á la primavera en poco más de un cuarto. Se obtiene este mismo resultado agrupando de igual modo los promedios mensuales del largo período 1689-1872. La figura 109 representa gráficamente la distribucion de las lluvias en Paris segun los meses y estaciones.

En lugar de comparar entre sí los años y las estaciones por el concepto de las cantidades de lluvia, se puede indagar cuál ha sido el número de dias en que ha llovido ó nevado en cada período. Es cuestion no ménos interesante que la primera por lo que respecta al clima de la region que se considera. Y en efecto, veremos que caen enormes cantidades de agua en países en que las lluvias son relativamente raras, al paso que á veces llueve con frecuencia en regiones cuyo suelo sólo recoge una cantidad escasa de aguas meteóricas. Hé aquí el promedio de los dias de lluvia en Paris y en diferentes períodos:

	Dias de lluvia	Dias de nieve	Total
De 1773 á 1785. . . .	140	»	140
1786 á 1795. . . .	152	12	164
1796 á 1805. . . .	124	14	138
1806 á 1815. . . .	134	15	149
1816 á 1825. . . .	153	9	162
1826 á 1835. . . .	149	6	155
1836 á 1845. . . .	164	17	181
Promedios. . .	145	10	155

Comparemos en los dos cuadros siguientes las cantidades de lluvia caidas y los números

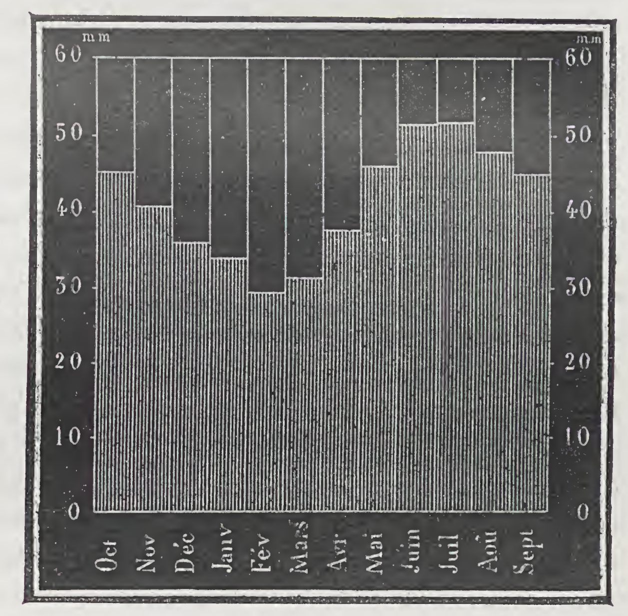


Fig. 109.—Cantidades medias de lluvia caidas anualmente en Paris de 1689 á 1883

de dias observados en Montsouris, en el período de diez años comprendido entre 1873 y 1883, y los mismos números distribuidos con arreglo á los meses:

	Número de dias de lluvia	Cantidades de lluvia caidas
De octubre 1873 á setiembre 1874	178	404 milím.
— 1874 — 1875	199	566 —
— 1875 — 1876	198	575 —
— 1876 — 1877	240	568 —
— 1877 — 1878	246	588 —
— 1878 — 1879	264	675 —
— 1879 — 1880	177	394 —
— 1880 — 1881	203	607 —
— 1881 — 1882	194	440 —
— 1882 — 1883	212	618 —
Promedios.	211	543 milím.

PROMEDIOS MENSUALES DE LOS DIAS DE LLUVIA Y CANTIDADES DE LLUVIA CAIDAS EN MONTSOURIS, DE 1873 Á 1883

	Dias	Lluvia		Dias	Lluvia
Octubre	18,3	56mm,2	Abril	16,2	42mm,7
Noviembre	21,2	52mm,1	Mayo	14,6	35mm,5
Diciembre	20,2	43mm,5	Junio	17,9	52mm,6
Enero	19,9	38mm,3	Julio	15,4	50mm,7
Febrero	18,5	32mm,3	Agosto	15,5	52mm,5
Marzo	16,9	32mm,1	Setiembre	16,0	53mm,0
Total	115,0	254mm,5	Total	95,6	287mm,0

El año 1878-79 que ha dado la mayor cantidad de agua, es tambien el del máximum de los dias de lluvia; en cambio el año siguiente 1879-80 corresponde á la vez al mínimum de lluvia caida y al de los dias de lluvia. Los demás años del mismo período conservan poco más ó ménos el mismo lugar por ambos conceptos. Pero si se considera, no ya los promedios anuales, sino los mensuales, se deduce la consecuencia de que las lluvias de la estacion calurosa son las más abundantes. En efecto, la cantidad de agua caida es mayor en la primera, al paso que el número de dias de lluvia es notablemente menor. De abril á setiembre, 956 dias de lluvia dan 2870 milímetros de agua, ó 3 milímetros diarios por término medio, miéntras que de octubre á marzo 1150 dias han dado únicamente 2545 milímetros, ó sea 2mm,21 por dia.

Arago demuestra con algunos ejemplos en su interesante estudio *sobre la lluvia* que la cantidad de agua caida durante las 12 horas del dia (desde las 6 de la mañana hasta las 6 de la tarde) es menor que la que cae durante las 12 horas de la noche. En cambio llueve más á menudo de dia que de noche, de donde se puede deducir la consecuencia de que las lluvias nocturnas son más copiosas que las diurnas, y en efecto así resulta de varias series de observaciones. En 35 años de observaciones hechas por M. d'Hombres-Firmas (1802-1836) en Alais (Gard), la cantidad media anual recogida ha sido de 991mm,07 que se descomponen así:

		Núm.º de veces que ha llovido
Lluvia caida de dia	476mm,25	60,5
— de noche	514mm,92	55,1

Boussingault ha medido separadamente por espacio de tres meses la lluvia caida tanto de dia como de noche en las inmediaciones de Marmato (Ecuador), y de una cantidad total de 572 milímetros, 518 proceden de lluvia nocturna y 54 de la diurna. Por último, segun las observaciones hechas en Versalles de 1847 á 1856 por Haeghens y Berigny, el promedio anual total de lluvia ha sido de 559mm,57. Deduciendo las cifras de los años 1851, 1853 y 1854, en los cuales no se pudo hacer la distincion, resulta por término medio 270mm,01 para la lluvia de dia y 303mm,58 para la de noche.

Con todo, se necesitaria mucho mayor número de observaciones para demostrar la generalidad de esta ley, áun considerando tan sólo una region limitada, y lo que aquí decimos es aplicable á todos los resultados que acabamos de consignar relativamente á las cantidades de lluvia caidas en Paris. No hay nada tan variable como el fenómeno que nos ocupa: las condiciones que dan lugar á su mayor ó menor frecuencia ó abundancia cambian de un lugar á otro, á menudo poco distantes entre sí. Sin embargo, basándose en las observaciones pluviométricas hechas en muchas estaciones de las diferentes zonas, es permitido conocer ciertas influencias generales: la posicion geográfica en latitud, la altura de las estaciones sobre el nivel del mar, la direccion de los vientos, la mayor ó menor distancia del Océano, la proximidad de las montañas y su orientacion, son otros tantos factores que intervienen en el fenómeno y regulan su intensidad ó frecuencia.

En las regiones tropicales las lluvias suelen ser muy copiosas y caen periódicamente con gran regularidad; su frecuencia y abundancia son mayores en la zona de las calmas, es decir, en el punto de encuentro de los alisios del Nordeste y de los del Sudeste. Contrastándose allí mutuamente las dos masas de aire, se ele-

van, arrastrando consigo á las altas regiones toda la humedad de que se han cargado al ponerse en contacto con las aguas calientes de los mares de los trópicos. La corriente ascendente tiene en especial gran fuerza durante el dia, en que la activa la intensa radiacion solar. Al llegar á las regiones elevadas del aire, el enfriamiento condensa los vapores en densas nubes que no tardan en resolverse en lluvias torrenciales. Por la noche la atmósfera está despejada, y al amanecer, el cielo perfectamente puro; mas al medio dia aparecen las nubes y llueve sin cesar hasta las nueve. El fenómeno ocurre con esta regularidad en el mar, en el Atlántico y el Pacífico. Segun la época del año, esta zona sube ó baja al Norte ó al Sur del ecuador, alcanzando en agosto su posicion más boreal (á unos 10° de latitud), y seis meses despues, en febrero, su posicion más austral. Fuera de la zona de las calmas de la region oceánica, es decir, en los puntos de los trópicos en que soplan los alisios, las lluvias son por el contrario poco abundantes, ménos en las cercanías de las tierras elevadas.

En los continentes y en el ecuador, el año se divide en dos estaciones secas y en dos lluviosas, correspondiendo siempre estas á la mayor altura zenital del Sol, que es el factor principal de la corriente ascendente y de las lluvias que son su consecuencia. A medida que es mayor la distancia al ecuador, las dos estaciones lluviosas tienden á confundirse, y el año no se divide más que en una estacion seca, durante la cual no hay nubes en el cielo, y otra lluviosa, que se distingue entónces por la extraordinaria abundancia de agua caida.

Para dar una idea de la intensidad de las lluvias tropicales, incluyamos algunos números que expresan en milímetros la cantidad media anual:

ASIA	
Bombay (India).	2370mm
Maulmein.	4445
Aracan.	5080
Akyab.	5570
Cherapunji..	12500
AFRICA	
Sierra Leona.	4800
San Dionisio (Reunion).	1700
San Benito.	4124
AMÉRICA SEPTENTRIONAL	
Vera-Cruz.	4650mm
Tierra Baja (Guadalupe).	3231
Matuba..	7425
AMÉRICA MERIDIONAL	
Cayena..	3513
Marañon.	7110
OCEANÍA	
Cabo York (Australia).	2210
Taiti..	1210
Sandwich.	1400

La menor de todas estas cifras da todavía un promedio anual doble de la cantidad de agua que cae en Paris; la mayor marca una cantidad 22 veces superior. Tan sólo en la citada localidad de la India, en Cherapunji ha caido en el mes de junio de 1851 una altura de 3738 milímetros de lluvia, es decir 6,67 veces la que cae en un año entero en el patio del Observatorio de Paris. En Bombay cayeron en un solo dia (24 de julio de 1819) 160 milímetros de agua, casi el tercio de la lluvia anual de Paris.

Dividiéndose el año entre los trópicos en estacion seca y estacion lluviosa, la distribucion de las lluvias es bastante desigual allí en los diferentes meses. Citemos un ejemplo. En Ajarakandy, costa de Malabar, caen anualmente 2850 milímetros de agua; de este número total, 2780 corresponden á la estacion de las lluvias que empieza en mayo y termina en octubre; perteneciendo á la estacion seca los 70 milímetros restantes, ó sea próximamente la cuadragésima parte de la cantidad total. En otras partes esta proporcion varía, pero la desigualdad no deja tambien de ser notable; por ejemplo, en Cayena de seis años de observaciones ha resultado un promedio de 2776 milímetros para la estacion lluviosa y 737 ó sea la cuarta parte para el resto del año. La época del máximum varía tambien, áun en localidades situadas en la misma region: en Calcutta ocurre en junio y julio como en Ajarakandy; en Madrás en noviembre y en la Guadalupe en enero.

Con frecuencia tienen tambien las lluvias tropicales, segun hemos visto ántes, una gran regularidad cuotidiana; la noche y la mañana están exentas de ellas; pero á partir de las doce ó de las dos de la tarde empiezan los chubascos, de suerte que la cantidad media de agua caida se distribuye tambien con desigualdad

segun las horas del dia. «En muchos puntos del litoral del mar de las Antillas, en Colombia y en México, el cielo empieza á descargarse de lluvia á eso de las dos de la tarde; mas como ya se espera el aguacero, se toman de antemano todas las precauciones para resguardarse de él; al anochecer se puede ya salir sin temor de mojarse. Así tambien, en ciertas comarcas del Brasil tropical, están tan prescritas las horas del chubasco diario que se pueden fijar las citas para la terminacion de la lluvia, como en otras partes se dan para el anochecer. Con todo, hay países tropicales en que las lluvias son más abundantes, y en que los aguaceros diarios duran hasta una hora avanzada de la noche y áun hasta la madrugada.» (E. Reclus.)

Lleguemos á las lluvias de la zona templada. El cuadro siguiente expresa, relativamente á cierto número de localidades que ocupan muy diferente situacion geográfica, las cantidades medias de lluvia por año, y su distribucion por estaciones.

LOCALIDADES	ALTITUD	LATITUD	CANTIDADES MEDIAS DE LLUVIA				PROMEDIO DEL AÑO
			INVIERNO	PRIMAVERA	VERANO	OTOÑO	
			I. — Francia				
	m.		mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
Lilla	25	50°40′ N.	136	134	220	195	685
Rouen	39	49°26′ N.	216	195	233	220	864
Metz	182	49° 7′ N.	144	161	191	193	689
Paris	65	48°50′ N.	116	141	172	135	564
Strasburgo	144	48°35′ N.	109	152	246	174	681
Brest	40	48°24′ N.	295	213	171	298	977
Dijon	246	47°19′ N.	133	150	173	231	687
Nantes	40	47°13′ N.	293	227	220	311	1051
Bourges	456	47° 5′ N.	93	93	162	169	517
Bourg	118	46°35′ N.	147	134	125	175	581
Lyon	194	45°46′ N.	130	187	228	235	780
Burdeos	18	44°50′ N.	200	170	180	225	775
Joyeuse (Ardeche)	147	44°30′ N.	284	303	209	522	1318
Nimes	47	43°51′ N.	144	164	87	268	663
Toulouse	198	43°37′ N.	115	177	143	147	582
Montpellier	30	43°37′ N.	187	203	102	317	809
Marsella	29	43°18′ N.	128	117	52	212	509
			II. — Islas Británicas				
Edimburgo	88	55°57′ N.	148	126	169	179	622
Manchester	46	53°29′ N.	221	179	250	269	918
Lancaster	»	54° 3′ N.	264	162	285	296	1007
Liverpool	»	53°25′ N.	188	157	242	289	876
Dublin	»	53°23′ N.	161	127	144	183	615
Lóndres	8	51°31′ N.	121	115	151	167	554
			III. — Holanda y Bélgica				
Utrecht	13	52° 5′ N.	181	141	201	209	732
Nimega	»	51°51′ N.	124	120	196	152	592
Gante	»	51° 3′ N.	167	156	266	206	775
Bruselas	59	50°51′ N.	166	150	207	192	715
			IV. — Dinamarca, Noruega				
Copenhague	0	55°41′ N.	89	72	176	131	468
Bergen	»	60°24′ N.	597	400	472	781	2250
			V. — Alemania				
Coblentza	80	50°22′ N.	91	135	197	130	553
Manheim	91	49°29′ N.	104	138	185	145	572
Stuttgart	247	48°46′ N.	129	127	215	171	642
			VI. — Suiza é Italia				
Ginebra	407	46°12′ N.	154	160	219	225	758
Udina	109	46° 4′ N.	344	378	482	501	1702
Trieste	87	45°39′ N.	251	230	254	332	1067
Milan	147	45°28′ N.	205	230	233	298	966
Florencia	64	43°47′ N.	245	225	135	310	915
Roma	29	41°54′ N.	236	185	86	277	784
Nápoles	156	40°51′ N.	227	184	75	267	753
Palermo	54	38° 7′ N.	224	139	33	206	602

Por lo que respecta á la cantidad total anual de lluvia, las cifras de la última columna demuestran que es muy variable. De 509 y 517 milímetros (Marsella y Bourges), excede de un metro en seis localidades, para llegar á $2^m,25$ en Bergen, cantidad comparable á la de las lluvias tropicales. Pero lo que da lugar á las observaciones más interesantes es la distribucion de la lluvia segun las estaciones. De las cuarenta ciudades del cuadro, hay 27 en que el máximum de lluvia se presenta en otoño, y solamente en 11 en verano. Dos de ellas, Toulouse y Palermo, presentan la particularidad de que el máximum ocurre en primavera en la primera y en invierno en la segunda. El mínimum de lluvia tiene lugar en primavera en 17 ciudades, en 12 en invierno y en 11 en verano. Pero si para formar la estacion lluviosa se reunen dos estaciones consecutivas, se ve que el verano y el otoño tienen este carácter en 27 ciudades y el otoño y el invierno en otras 12: una sola, Toulouse, tiene por estacion lluviosa los meses de primavera y de verano.

Las causas de estas variaciones son bastantes: la direccion de los vientos, la orientacion y altitud de las localidades, su mayor ó menor proximidad á las costas marítimas son las más influyentes, no siendo tan sólo en la zona templada, sino tambien en los trópicos y en las regiones polares donde se experimentan estas diferentes influencias bajo el punto de vista de la distribucion y de la cantidad de las lluvias. Algunos ejemplos bastarán para demostrarlo.

En igualdad de circunstancias llueve más abundantemente en los países montañosos que en las llanuras. Teniendo en cuenta lo que hemos dicho acerca de las causas de la lluvia, se comprenderá fácilmente este hecho. «En todo el golfo Adriático, dice Arago, la cantidad anual de lluvia es de unos 700 milímetros, al paso que en las montañas del Friul, en Feltro, en Toluezzo y en la Carfagnana, pasa con mucho de 2,700 milímetros. En el observatorio Macfarlane de Glasgow no caen anualmente más que 545 milímetros de agua, miéntras que en Corbeth, á 20 kilómetros al Oeste de dicha ciudad y 125 metros más sobre el Clyde que el observatorio de Macfarlane, caen 1,060 milímetros por término medio.» Hemos visto ántes que en la Tierra Baja (Guadalupe), casi al nivel del mar, caen anualmente 3,231 milímetros de agua; en la misma isla, en Matuba, á una altitud bastante elevada y cerca de montes cubiertos de selvas vírgenes, la cantidad de lluvia (7,425 milímetros) es más del doble. En Joyeuse (Ardèche), el promedio anual, segun las observaciones reunidas por espacio de veinticinco años por Tardy de la Brossy, es de 1,328 milímetros; en Viviers, situado 8 kilómetros al Este de Joyeuse, no llega á 400 milímetros; y es que al Norte de Joyeuse hay una montaña de 1,500 metros de altura que semeja un muro cortado á pico de Este á Oeste, detiene los vientos del Sur cargados de humedad y suscita tan abundante precipitacion. Por último, lo que explica la enorme cantidad de lluvia que cae en Cherapunji, es la altitud de este punto (1,300 metros) sobre las vertientes del Himalaya; al pasar la monzon del Sudoeste por el golfo de Bengala, y luégo, desde la desembocadura del Ganges por encima de los grandes pantanos situados al Norte, descarga contra la barrera de la inmensa cadena de montañas los vapores condensados por el enfriamiento que resulta de la ascension progresiva de las capas de aire.

Por lo comun, cuanto más bruscamente se elevan las costas expuestas á los vientos de mar, mayor es la cantidad de lluvia que cae en ellas anualmente, de lo cual tenemos un ejemplo en Bergen (Noruega): «Al Este de esta ciudad, dice Mohn, se halla el glaciar de Jostedal, de 1,570 metros de altura, que condensa casi todos los vapores de agua que los vientos de la costa llevan á su base, vapores que son atraidos hácia arriba hasta la cúspide del glaciar.» En Coimbra (Portugal), la cantidad de lluvia es de 3,000 milímetros, y es que dicha ciudad está dominada por las crestas escarpadas de la Sierra de la Estrella.

Hé aquí otros ejemplos notables de la influencia combinada de las montañas, de la direccion de los vientos y de la proximidad del mar. Al paso que apénas llueve en el interior del continente asiático y que la cantidad de agua caida anualmente es muy escasa, el verano de los países que bordean la costa oriental es muy húmedo; durante esta estacion reinan los vientos del Sudeste cargados de los vapores del Grande Océano, pero como en invierno soplan los vientos de tierra ó del Noroeste, la

lluvia es muy reducida en las mismas comarcas. Las costas occidentales de Irlanda, Escocia y Noruega son muy lluviosas, sobre todo en otoño, en cuya estacion reinan los vientos del Sudeste que llevan consigo las capas de aire saturadas que han atravesado el Atlántico. Así tambien, toda la costa occidental de la América del Sur, allende el paralelo 30, es muy lluviosa, porque los vientos del Pacífico encuentran al llegar al continente la barrera que les opone la cordillera de los Andes: los vientos de que hablamos reinan en junio y julio, es decir en la estacion de invierno de aquellos países, así es que en Chile, por ejemplo, en que la cantidad anual de lluvia asciende de 2,400 á 3,350 milímetros, casi toda cae en estos dos meses. Sucede lo contrario en la parte de dicha costa comprendida entre la primera y la zona de las calmas. Allí reina una sequía casi absoluta; los alisios, que han soltado toda su humedad en las vertientes orientales de las cordilleras, no tienen ya la cantidad de vapor necesaria para formar nubes despues de franquear sus cumbres (1). Las Montañas Pedregosas dividen el continente de la América del Norte en dos regiones que tienen muy distinto régimen pluvial; toda la costa occidental de la parte septentrional, orientada del mismo modo que el Noroeste de Europa, tiene como esta su estacion lluviosa en otoño. Al Este de las Montañas Pedregosas, que condensan y absorben toda el agua llevada por los vientos del Pacífico, hay por el contrario una region pobre en lluvias. Las dilatadas y secas regiones que atraviesan el antiguo continente desde la costa occidental del Norte de Africa hasta el centro de Asia, los desiertos del Sahara, del Alto Egipto y de la Arabia, las tierras del Iran, la meseta de Cobi, etc., deben su sequía excepcional á su distancia del mar y á la direccion de los vientos reinantes que soplan en aquellas áridas regiones despues de haber dejado en su tránsito toda su humedad primitiva.

Terminemos este artículo haciendo mencion de algunas lluvias excepcionalmente copiosas que, despues de todos los ejemplos citados, acabarán de demostrar que la lluvia es un fenómeno sumamente variable, por lo ménos en las zonas templadas. Aunque en raros casos, un aguacero de un dia puede dar tanta agua como toda una estacion. Así por ejemplo, el 25 de octubre de 1822 cayeron en Génova 810 milímetros de agua, casi la lluvia de un año. El 20 de mayo de 1827 cayeron en Ginebra, durante un aguacero de tres horas, 162 milímetros de agua. El mismo año, en cuatro dias del mes de setiembre, se recogieron en Montpellier 454 milímetros. «El 9 de octubre de 1827, dice Arago, de quien tomamos la mencion de estos chubascos excepcionales, cayeron en la ciudad de Joyeuse 792 milímetros (setecientos noventa y dos) de agua en el intervalo de veintidos horas: escribo el resultado con todas sus letras para que no se crea que es una errata de imprenta.» Segun Quetelet, la lluvia del 4 de junio de 1839, que causó la ruina casi completa de la aldea de Burght, cerca de Vilvorde, dió en Bruselas 113 milímetros de agua, ó sea casi la sexta parte de la que cae anualmente en esta ciudad. Es probable que la mayoría de los chubascos de este género procedan de tormentas ó de verdaderas trombas; por este concepto no se los puede asimilar enteramente á las abundantes lluvias tropicales que duran meses enteros.

VII

EL HIELO: ICEBERGS Y TÉMPANOS DE LAS REGIONES POLARES

La nieve, la nevisca y el granizo son formas particulares del agua meteórica condensada en la atmósfera y congelada. Esta congelacion es efecto de las influencias que hemos estudiado, ya en este mismo capítulo ó ya en la parte del tercer tomo del MUNDO FÍSICO en que se ha tratado de la electricidad en las tormentas. Réstanos por decir una palabra acerca del hielo propiamente dicho, que se forma en la superficie de la tierra, ó mejor dicho, en la de las aguas terrestres, siempre que su temperatura baja suficiente número de grados bajo cero.

A cero se forma el hielo en las aguas superficiales ó poco profundas. Si el aire está tranquilo y el agua inmóvil, una delgada capa de hielo trasparente empieza por cubrir toda la

(1) «En las costas del Perú, dice Elíseo Reclus, el aire está con frecuencia brumoso; pero al través de este velo blanquecino, se divisa siempre el azul del cielo; la aparicion de una nube es un verdadero acontecimiento, y toda la poblacion se reune para contemplar en el espacio este espectáculo inusitado.» *(La Tierra, II.)*

superficie á partir de los bordes; esta capa va adquiriendo espesor poco á poco por la solidificacion de las secciones de agua subyacentes, hasta que se congela toda la masa de agua. Cuando durante la congelacion sopla una brisa que agita levemente y arruga la superficie del agua, se ve cómo se forman y se cruzan pequeños cristales; una especie de papilla semi-líquida y semi-sólida cubre toda esta superficie que tiene entónces el aspecto de nieve medio derretida. En este caso, la capa de hielo es ligeramente rugosa y opaca cuando se solidifica enteramente.

Las aguas corrientes ó movibles necesitan para congelarse, por escasa que sea su profundidad, una temperatura inferior á cero; mas tan

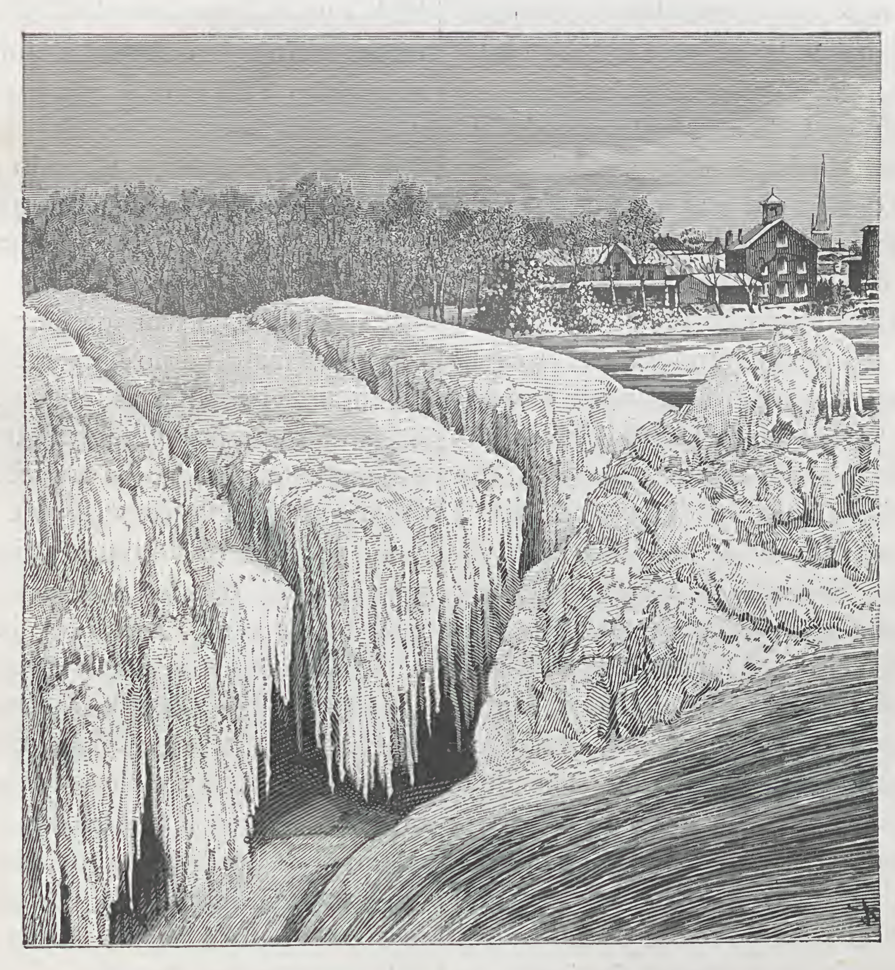


Fig. 110.—Estalactitas de hielo en las cataratas del Niágara

luégo como ha empezado la congelacion, el hielo aumenta progresivamente si el frio persiste. Así es como se forman esas estalactitas ó carámbanos de hielo que cuelgan de los tejados de las casas despues de una fusion momentánea de la nieve si hiela de nuevo durante la noche. Este fenómeno sobreviene en mayor escala, durante los inviernos rigorosos, en las cascadas y saltos de agua. La fig. 110 que representa los islotes helados que se forman así en medio de las cataratas del Niágara, da una idea de las gigantescas dimensiones que pueden adquirir los carámbanos, cuando el frio es bastante intenso para paralizar el agua en su caida.

En las aguas inmóviles y profundas, como las de los lagos, no puede tener efecto la congelacion hasta que toda la masa ha pasado por la temperatura del máximum de densidad, $+4^{o}$. Sin embargo, á veces acontece que un frio intenso y repentino solidifica la superficie ántes que se haya podido establecer el equilibrio de las capas. En el tomo anterior hemos dado la explicacion de estos fenómenos, propios de los lagos de gran profundidad.

Para que los rios se congelen en toda su masa, se requiere una temperatura mucho más baja que 0°; por esto apénas se hiela el Sena en Paris sino á -14°. Pero mucho ántes que la congelacion invada toda la superficie de la

corriente, se forman témpanos de hielo más ó ménos voluminosos acarreados por el agua y que flotan en virtud de su menor densidad. Cuanto más numerosos son los témpanos, más aumentan sus dimensiones en todos sentidos á causa de la agregacion de nuevas capas líquidas solidificadas, y más lenta se va haciendo su marcha por efecto de su contacto y de su choque, hasta que poco á poco llega el momento en que, á causa de la accion continua de un frio intenso y prolongado, se sueldan unos con otros, cubriendo en toda su anchura la corriente que los lleva: entónces el agua del rio no corre sino por debajo de esta costra de hielo más ó ménos gruesa: entónces el rio queda congelado.

Pero ¿cómo se forman los témpanos que los rios acarrean? En otro tiempo se creia que la congelacion empezaba por el agua de las orillas, en donde la rapidez de la corriente es menor, y al nivel de la superficie. Es cierto que una parte de los témpanos debe su orígen á este modo de solidificacion; pero las observaciones y los experimentos de Desmarets y de Brauns han demostrado que la mayor parte de los témpanos nacen en el fondo de los rios. El primero de dichos físicos «vió cómo se formaban en un canal dependiente de la fábrica de papel de Montgolfier en Annonay, saliendo á flotar á la superficie despues de haberse arrastrado algun tiempo por el fondo.» Cuenta asimismo que un ponton sumergido en el fondo del Leck del cual no se le habia podido sacar, salió á la superficie al invierno siguiente, soportado por un enorme témpano. Brauns ha visto surgir témpanos del fondo del Elba, y ha reconocido la existencia de bancos de hielo en el fondo del mismo rio. Otros físicos han repetido posteriormente estas observaciones. Réstanos explicar, dice M. Daguin de quien tomamos los anteriores ejemplos, cómo nacen los témpanos en el fondo de los rios, ántes de salir á flotar á la superficie. Cuando hace mucho frio, el agua baja á una temperatura inferior á 0° hasta el fondo, á causa de los movimientos que mezclan todas sus partes. El fondo mismo adquiere tambien esta temperatura. Sin embargo, todavía no empieza la congelacion á causa de la agitacion de las moléculas del agua. Pero el líquido, aprisionado entre el casquijo y los residuos de varias clases que constituyen el fondo, se encuentra en un reposo que le permite congelarse. Las partículas de hielo así formadas sirven de núcleos alrededor de los cuales continúa la congelacion, de suerte que los témpanos crecen levantando el agua del rio, hasta el punto de que á veces hacen que se desborde, y áun de que formen islotes fijos de hielo que traspasan el nivel del rio. Los témpanos están retenidos en el fondo, ya porque se sueldan á las partes fijas de este, ó ya porque gravitan sobre ellos las piedras y cascote que á su vez retienen. Cuando el témpano es bastante denso y voluminoso para que el impulso del líquido pueda levantarle, sube á la superficie.

Esta teoría, discurrida por Desmarest, ha sido confirmada por los experimentos de Brauns quien ha visto que el hielo se deposita con preferencia en los cuerpos rugosos. Las piedras ásperas que abundan en los lechos de los rios favorecen pues la formacion de los témpanos.

En los inviernos largos y rigurosos los rios se cubren de una masa considerable de hielo, que al sobrevenir un deshielo brusco, se rompe con formidable estruendo, parecido al de los cañonazos. En seguida todos los témpanos, que hasta entónces estaban detenidos por hallarse soldados entre sí, se vuelven á poner en marcha, á veces se amontonan en las partes del rio que presentan algun obstáculo á su movimiento, y en seguida lo rebasan, arrollándolo todo á su paso. Despues de los frios rigorosos del mes de enero de 1880, en el Sena, el Saona y el Loira se formaron estas aglomeraciones que obstruyeron sus lechos en una longitud considerable y que sólo á fuerza de dinamita se logró hacer desaparecer. Hé aquí, segun F. Schrader, la descripcion de una de estas aglomeraciones de témpanos en el Loira, que amenazó por espacio de un mes la ciudad de Saumur: «El Loira, como todos los rios franceses, se habia cubierto de una capa de hielo durante todo el mes de diciembre. A principios de enero, el frio cesó de pronto, la temperatura subió sobre cero, y el 7 de enero, toda la superficie congelada, que tendria lo ménos 50 centímetros de espesor, se puso en movimiento, marchando hácia el mar en grandes bancos blancos. El Loira suele ser muy ancho, pero en

pocos sitios es profundo. Las montañas de las que desciende no son lo suficientemente altas para darle un caudal de agua constante. Cuando llueve mucho dan demasiado; pero despues de la sequía del verano y del frio del invierno, no dan bastante. Así es que la arena arrastrada por las crecidas anuales forma anchos bancos en el lecho del rio, y cuando las aguas bajan, se ven surgir á flor de agua arenales que detienen ó entorpecen la corriente. Precisamente el 7 de enero no habia mucha agua. Al llegar algunos témpanos á dos kilómetros más arriba de Saumur, se detuvieron en la punta de la isla Offard, en la que está situado un arrabal de la ciudad. Otros encallaron en los bancos de arena que obstruian la corriente, y contra estos obstáculos fué amontonándose una masa siempre creciente de grandes témpanos, verdaderos diques de cristal que en breve formaron un dique continuo en toda la anchura del rio. Y miéntras que en el mismo Saumur el Loira, libre de hielos, corria mansamente por debajo de los arcos de los puentes, se elevaba una muralla blanca algunos kilómetros más arriba, cada vez más compacta, densa y amenazadora. A los dos dias, el rio estaba lleno de hielo hasta más de nueve kilómetros, cerca de la desembocadura del Vienne. En la punta de las islas y en los promontorios de la orilla, los témpanos habian ido amontonándose hasta la altura de un primer piso, precipitándose en las praderas, avanzando en virtud del empuje de los que les seguian, derribando árboles, causando daños en las tierras y amenazando las casas.» Habiendo arreciado de nuevo el frio, se soldó toda aquella formidable masa, siendo de temer que otro deshielo la arrastrase, empujada por una avenida del Loira, contra los puentes y los muelles de Saumur. Consiguióse abrir con dinamita un canal en aquella masa; el deshielo fué lento, y los témpanos, reblandecidos y despedazados por el templado calor de la atmósfera, continuaron su camino poco á poco, despues de un mes de inmovilidad.

La salsedumbre y la agitacion del agua del mar son causas que retardan su punto de congelacion, la cual sólo ocurre en las latitudes elevadas y á corta distancia de las costas. Las numerosas expediciones hechas á las regiones polares, y las descripciones que nos han dejado los navegantes y las personas ilustradas que las han explorado, han dado á conocer la fisonomía de los campos de hielo, de las acumulaciones de témpanos ó bancos, de los hielos flotantes que forman, por decirlo así, el fondo de los paisajes árticos ó antárticos durante la mayor parte del año. Pero hay que establecer una distincion entre los hielos polares segun cuál sea su orígen ó el carácter de su formacion. Hé aquí la clasificacion que hace Nordenskiold en su *Viaje del Vega alrededor de Asia y Europa:*

«1.º *Icebergs.* — Los verdaderos *icebergs* tienen á veces 100 metros de altura sobre la superficie del mar, y á menudo 200 ó 300 debajo de ella; por consiguiente, su altura total llega á veces á 400 ó 500 metros, y su superficie puede ascender á muchos kilómetros cuadrados. Semejantes masas se desprenden, en el Norte del Océano Glacial, de los glaciares de Groenlandia, y segun Payer, tambien de los de la Tierra de Francisco José. No proceden de glaciares que penetran en el mar y terminan en una pared de hielo escarpada y de fractura regular, como han asegurado Geikie, Brown y otros autores, sino, por el contrario, de glaciares muy irregulares que se fraccionan en masas enormes mucho tiempo ántes de llegar al mar, y desembocan en fiordos profundos.

»2.º *Masas de hielo (Iceblocks) procedentes de los glaciares.*—Estos témpanos, designados erróneamente muchas veces con el nombre de *icebergs*, se distinguen de ellos por sus dimensiones y por su modo de formarse. Su espesor rara vez pasa de 30 á 40 metros, y en muy pocos casos salen 10 ó 12 fuera del agua. Proceden de los glaciares que terminan en el mar en una pared vertical y de igual altura en todas sus partes. Las masas de hielo procedentes de glaciares abundan mucho en las costas del Spitzberg y al Norte de la Nueva Zembla; pero no las hay ó por lo ménos son muy raras, en la costa septentrional de Asia entre el Jugor Schar y la Tierra de Wrangel. Por lo comun, el hielo de los glaciares es blanco. Al derretirse da agua potable, á veces ligeramente salada, á consecuencia del agua de mar que las tempestades lanzan á gran altura en los glaciares.

»3.° *Témpanos procedentes de los icefots* (piés de hielo) *formados en invierno á orillas de los rios ó á lo largo de la costa.*—A veces sobresalen de 5 á 6 metros de la superficie del agua, y por lo general están formados de hielo mezclado con tierra.

»4.° *Hielo de rio (Flodis).*—Campos de hielo llanos relativamente pequeños. Cuando llegan al mar, están ya grietados, por consiguiente se derriten muy de prisa.

»5.° *Bay-is.*—Desígnanse con este nombre unos campos de hielo llanos que se forman en los fiordos ó en alguna sinuosidad de la costa, y que han estado expuestos á una temperatura estival prematura. El *bay-is* se deshace completamente en verano y por lo regular es poco compacto.

»6.° *Hielo de mar* (*Hafsis*).—Hielo que se ha formado en los mares que penetran muy al Norte. De este hielo son principalmente los campos del Este de Groenlandia, del Norte del Spitzberg, los que se forman entre esta última tierra y la parte septentrional de Nueva Zembla, y los del Norte del estrecho de Behring. El hielo de mar se amontona á menudo en grandes *toross* (ó *hummocks*), con cuyo nombre se designan unos montones de témpanos, en un principio angulosos y libremente apilados, pero que poco á poco se redondean y se sueldan unos con otros llegando así á formar bloques gigantescos. Estos témpanos constituyen con los que proceden de los glaciares la masa principal de los *grundis* que se encuentran en las costas de las tierras polares. El agua que resulta de la fusion del hielo de mar es ligeramente salada, pero su salsedumbre disminuye conforme va teniendo más tiempo dicho hielo.»



Fig. 111.—Aglomeracion de témpanos en el Loira

Vese por esta nomenclatura de los hielos polares que en su mayoría proceden de los glaciares, ó de la congelacion que sobreviene á lo largo de las costas. Los fiordos dan asimismo una gran parte de ellos. Sin embargo, más de una vez se ha visto formarse hielo en alta mar, y Scoresby lo ha observado á veinte leguas de las costas. La superficie del agua se cubre de infinito número de cristales que se rompen y se mezclan por efecto de la agitacion de las olas, acabando por soldarse entre sí y por constituir una costra que aumenta con tanta mayor rapidez, cuanto más tranquilo está el mar; el campo de hielo así formado puede adquirir en un solo dia de 6 á 8 centímetros de espesor para llegar á un total de 7 á 8 metros. Pero este aumento se debe en gran parte á la nieve que cae en la superficie del campo, que se derrite en verano y se congela en seguida en invierno. Las tempestades rompen los campos de hielo, y sus fragmentos contiguos, arras-

trados por los vientos y las corrientes, forman los *packs* ó *bancas* que los navegantes de los mares polares encuentran con tanta frecuencia en su camino. La escasa salsedumbre de las capas de agua superficiales del mar de Kara y la baja temperatura que allí reina en invierno producen una gruesa capa de hielo, que, si bien se rompe pronto, no tiene salida hácia un mar abierto todo el año. Así es que acumulándose tan enorme campo de hielo en la costa oriental de la Nueva Zembla, obstruye los tres estrechos que la ponen en comunicacion con el

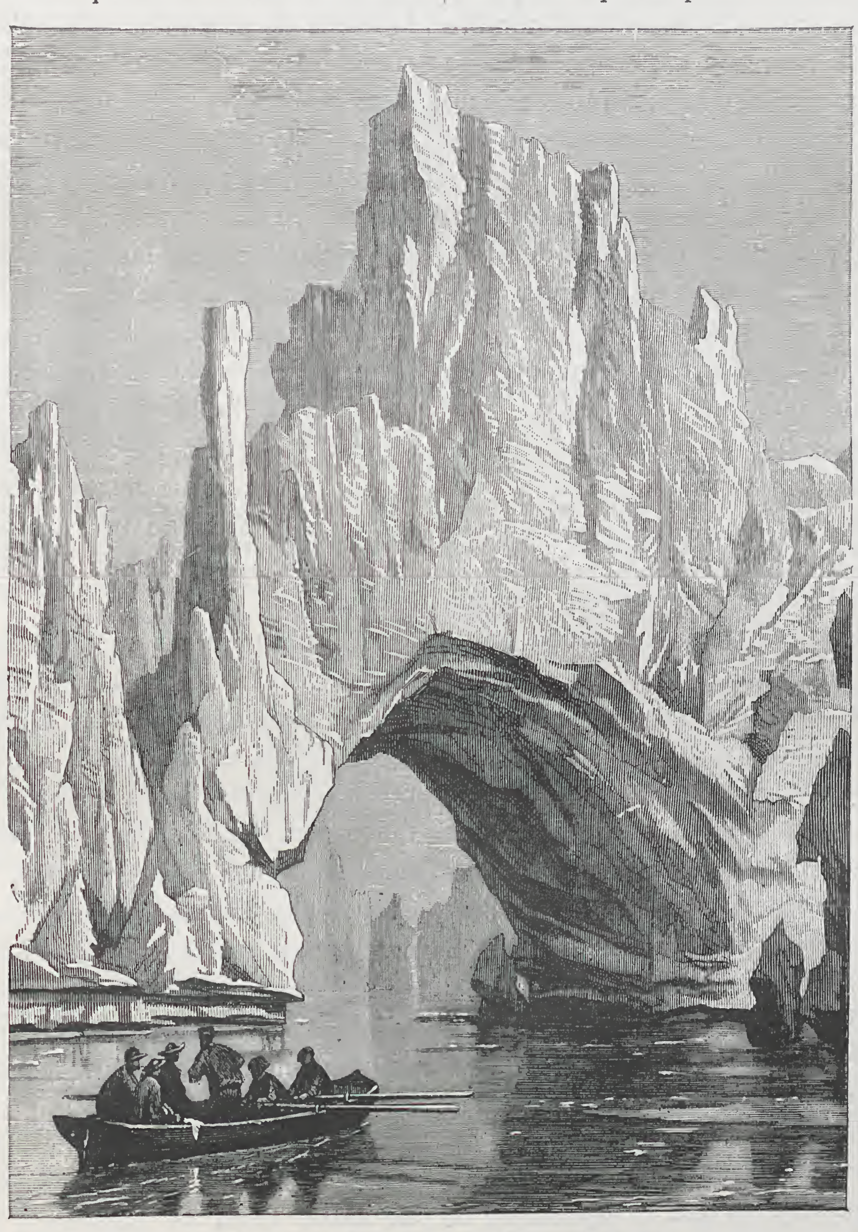


Fig. 112.—Icebergs de un fiordo groenlandés (1)

Atlántico. Segun Nordenskiold, de aquí proviene el nombre de *congeladora* dado al mar de Kara.

VIII

EL AGUANIEVE

En el próximo capítulo terminaremos lo que nos resta por decir acerca de los hielos polares, ocupándonos de los glaciares: volvamos un momento á nuestros climas de la zona templada, y digamos algo sobre el *aguanieve.*

Todo el mundo sabe que si sobreviene un deshielo repentino despues de un frio rigoroso y prolongado, la elevacion de temperatura de las capas de aire se comunica muy poco á poco al suelo y á los objetos malos conductores del calor que están en su superficie. Estos objetos

(1) Los icebergs que representa este grabado fueron observados por el Dr. J. Hayes, cuando su viaje á Groenlandia, en el fiordo de Aukpardlartok (á los 73° de latitud), y nuestro dibujo es reproduccion de una fotografía. «Se amarró la *Pantera*, dice el célebre viajero, á un iceberg; saltamos á una lancha para dar largas vueltas alrededor de los icebergs, y atravesamos muchos sitios peligrosos, entre otros un arco abierto en una enorme montaña de hielo.»

se hallan aún bajo cero, cuando el aire suave y húmedo es ya bastante caliente para que el agua atmosférica pueda caer en estado de lluvia ó de llovizna. Entónces se congela esta agua á causa de su contacto con cuerpos de baja temperatura, y los cubre de una tenue capa de hielo liso y trasparente, al que se da el nombre de *aguanieve.* Es raro que esta capa subsista mucho tiempo en el suelo; pues como el frio no arrecie, el agua cede su calor á los objetos y el deshielo continúa.

A veces el aguanieve tiene por causa la fusion de la nieve por efecto del calor del Sol. La radiacion nocturna enfria el agua así producida lo bastante para congelarla.

Tambien puede ocurrir este fenómeno en circunstancias muy diferentes de las que acabamos de enumerar, y que no permiten atribuirle la causa que dejamos indicada, es decir, la congelacion repentina del agua por su contacto con cuerpos de baja temperatura. Durante el mes de enero de 1879 se observó en Francia un aguanieve extraordinaria que causó grandes estragos en la vegetacion y en los bosques. Citemos algunos casos, observados en las mismas fechas de los dias 22, 23 y 24 de enero. Segun M. Decharme, «el espesor del hielo que se formó en Angers en los árboles, en los alambres y en todos los objetos exteriores, llegó á dos centímetros; las hojas de algunos arbustos sostenian un peso de hielo igual á cincuenta veces su propio peso. Se desgajaron muchas ramas de árboles cuando el principio del deshielo vino á romper la continuidad entre la capa de hielo que soportaban y el que cubria las ramas más gruesas.»

Una particularidad notable, mencionada por E. Nasse de Epernay, es que el aguanieve se formaba en cuerpos que no podian estar á baja temperatura; por ejemplo, «observóse que se formaba progresivamente una gruesa capa de hielo en los paraguas, y en la ropa de las personas que salian de sitios abrigados.»

M. Godefroy, que observó el fenómeno en La Chapelle Saint-Mesmin (Loiret), describe así sus circunstancias:

«Por espacio de tres dias consecutivos, ó sea el 22, el 23 y el 24 de enero de 1879, no cesó de llover, y sin embargo, el termómetro se mantenia á 2, 3 y hasta 4 grados bajo cero. El pluviómetro marcó en estos tres dias $36^{mm},3$. Tan sólo una parte de esta agua se congeló en los objetos sobre los cuales cayó.

»Cuando la lluvia era poco copiosa, cada gotita se congelaba instantáneamente, áun sobre los objetos calientes; entónces presentaba la forma de pastillitas aplanadas é irregulares, siendo este fenómeno notable sobre todo en las telas de lana, y debiéndose indudablemente á que dichas gotitas habian llegado á su estado de sobrefusion por efecto de su paso al través de un aire frio. Ocurria la solidificacion en el momento en que las gotas encontraban los cuerpos sólidos. Cuando, por el contrario, llovia en abundancia, sucedia lo contrario; una porcion del agua se trasformaba inmediatamente en hielo; la otra parte rodaba sobre los objetos y el suelo, cuyas pendientes naturales seguia, y durante este trayecto sobre cuerpos frios, en el seno de una atmósfera glacial, se formaba una nueva capa de hielo produciendo estalactitas.

»El peso de las ramas cubiertas de hielo aumentó cada vez más, y ya en la primera noche se rompieron muchas. Durante la tarde del segundo dia, el fenómeno adquirió proporciones alarmantes. Toda la noche resonaron estallidos con rapidez siempre creciente; á la mañana siguiente, el suelo estaba lleno de ramas desgajadas y rotas; árboles enteros yacian desarraigados; y otros, por cierto de los más corpulentos, estaban hendidos por la mitad. Considerando las cifras siguientes, no causarán extrañeza tan extraordinarios efectos: se pesó una ramita de tilo: la balanza indicó 60 gramos por decímetro de longitud; esta misma ramita, limpia de hielo, sólo pesó 5 decígramos. Una hoja de laurel tenia un caparazon de hielo de 70 gramos.»

M. Piebourg vió en Fontainebleau que el suelo estaba cubierto de una capa de hielo de 2 á 3 centímetros. «Esta capa, dice el observador referido, se extendia por los tejados, se adheria á las paredes verticales; y he visto escaleras cuyos contra-escalones la tenian en un espesor casi tan grande como los mismos escalones.» Lo mismo que en Saint-Mesmin, los vegetales sufrieron grandes destrozos. En el parque y en la selva, los efectos del aguanieve fueron desastrosos. El peso considerable de la

vaina de hielo que envolvió las ramas, grandes y pequeñas, y hasta los troncos, hizo que se inclinaran y rompieran en gran número. «Hubo muchos árboles, de los mayores del parque, que ó se rompieron con estruendo ó se doblaron hasta tocar el suelo con la copa, ó quedaron desarraigados en los sitios en que el terreno arenoso era ménos consistente. Medí uno, entre otros, que tenia $2^{m},20$ de circunferencia en la base y 37 metros de altura, que se rompió á unos $4^{m},50$ del suelo.» Los árboles ó arbustos de hojas persistentes, que habian resistido durante el aguanieve, gracias al apoyo que sus ramas se prestaban mutuamente, quedaron desnudos en el momento del deshielo: «el hielo que reunia entre sí las diferentes capas de los rododendros, por ejemplo, se derritió, y cada rama cedió al peso de la copa, sobrecargada aún de una capa bastante espesa.»

Lo que más nos importa considerar en este fenómeno extraordinario, son las circunstancias que lo han acompañado: una lluvia continua por espacio de muchos dias; una temperatura del aire y por consiguiente de las mismas gotas de lluvia muy inferiores á cero (de —2° á —4°), y por fin, la calma completa de la atmósfera. La mayor parte de las personas competentes que se han ocupado de este asunto, han atribuido desde luégo el fenómeno al estado de sobrefusion de las gotas de agua mantenidas en estado líquido á pesar de su baja temperatura, por no haber agitacion alguna en la atmósfera; el contacto de los cuerpos sobre los que caian producian su congelacion instantánea. Pero esta explicacion no tenia el mérito de la novedad, puesto que diez y seis años ántes la habia dado el meteorologista francés E. Nouel en una nota que insertó en el *Anuario de la Sociedad meteorológica de Francia para 1863* y que resume en estos términos: «He demostrado que las grandes aguanieves no dimanan, como se creia, de una lluvia *sobre cero*, que se hiela en parte por su contacto con objetos cuya temperatura es inferior á cero, sino que resultan de una lluvia á muchos grados *bajo cero*, en sobrefusion, la cual cae al través de una atmósfera *bajo cero*, y se congela en la superficie de los objetos de un modo continuo, por efecto de la temperatura ambiente.»

Como se acaba de ver, el aguanieve de enero de 1879 presentó circunstancias enteramente excepcionales: pero si el fenómeno es muy raro en tales proporciones, con todo, no era desconocido. Los señores Colladon y Vogt han recordado algunos ejemplos. M. Boisgiraud observó en febrero de 1830 un aguanieve formada por gruesas gotas de lluvia que caian sobre cuerpos cuya temperatura era superior á cero y que depositó gruesas capas de lluvia en las ropas y en los paraguas. Colladon y Vallés hicieron análogas observaciones en el departamento de las Bocas del Ródano en 1833; Vogt la hizo en enero de 1856 en Ginebra, y Collin en 4 de enero de 1879 en la Florida. En todos estos casos, excepto en el último, los efectos del meteoro distaron mucho de llegar á los del 23 de enero. Pero parece muy probale que todos dimanen de la misma causa, del estado de sobrefusion de las gotas de lluvia.

M. de Tastes (1) ha recordado que «de Saussure habia notado en sus célebres observaciones hechas en la garganta del Gigante, que las gotitas microscópicas *de agua líquida* que constituyen las nieblas podian resistir la congelacion en un aire que estuviese á una temperatura muy inferior á cero.» Es la misma causa que mantiene las gotas de lluvia líquidas en el aire, con tal que este esté tranquilo y que su temperatura no baje de —5°. M. Jamin ha indicado una condicion para que estas gotas puedan llegar hasta el suelo conservando el estado líquido; la de que recientes y copiosas nevadas hayan purgado de polvillos las capas de aire. Al chocar las gotas entre sí en una atmósfera agitada, se solidifican como si encontrasen corpúsculos y como si tocaran el suelo mismo. Es muy raro que se encuentren reunidas todas estas condiciones, y esto explica por qué ocurre tan pocas veces el fenómeno.

---

(1) M. de Tastes ha procurado averiguar el orígen del fenómeno, creyendo poder atribuirlo á las borrascas que atraviesan la Europa occidental de Noroeste á Sudeste.

CAPÍTULO VII

LOS GLACIARES

I

LAS NIEVES PERSISTENTES.—LOS ALUDES.—LOS GLACIARES

En el primer tomo del MUNDO FÍSICO hemos tenido ocasion de decir algo acerca de los glaciares. Tratábamos allí de mostrar el vínculo que, segun ciertas hipótesis, podia enlazar la repeticion ó regreso de los períodos llamados glaciares y las lentas variaciones de los elementos de la órbita terrestre motivadas por la gravitacion. Pero entónces sólo podíamos ocuparnos incidentalmente de esta interesante cuestion de física del globo, y debimos suponer que eran conocidos todos los fenómenos emanados de los glaciares. Ha llegado ahora el momento de dar una descripcion de estos fenómenos, considerándolos desde el punto de vista exclusivamente físico y meteorológico.

La baja temperatura que reina en las altas regiones de la atmósfera, más allá de las sierras cuya altitud pasa de 2,500 á 3,000 metros, da lugar á copiosas nevadas que dejan en sus cumbres una capa blanca y persistente, áun en medio de los calores del estío. Cuando se contemplan de léjos las crestas de una empinada cordillera, como las de los Pirineos, los Alpes ó las Cordilleras, todas las cumbres se distinguen de su base por su deslumbradora blancura, que termina en una línea horizontal de separacion perfectamente marcada. Debajo de esta línea y ofreciendo notable contraste con ella, se extienden las masas relativamente oscuras, grises ó verdosas, de las rocas peladas ó de los bosques y praderas que alfombran las laderas de los montes. En verano, esta línea sube; en invierno puede bajar hasta los valles; la más elevada de las posiciones de la línea estival es la que se llama *límite de las nieves eternas*, *perpetuas*, ó con más propiedad, de las *nieves persistentes*. En una misma cadena de montañas oscila ligeramente con los años; pero su altitud varía notablemente de una cadena á otra, elevándose más y más á medida que la distancia al ecuador es menor, y bajando por el contrario en la proximidad de los polos. En los Alpes, el límite de las nieves persistentes está comprendido entre 2,700 y 3,000 metros; llega á 4,800 en los Andes ecuatoriales para bajar casi hasta el nivel del mar en las regiones polares árticas.

Cada año cubren nuevas nevadas las regiones montañosas cuya altitud pasa del límite de las nieves persistentes. De este modo cae anualmente en los Alpes un espesor de nieve de 10 metros por término medio, resultando de aquí que de sus cumbres debe desaparecer una capa equivalente, pues de lo contrario los picos y las aristas irian creciendo gradualmente de altura. Suponiendo que el apisonamiento producido por el propio peso de la nieve reduzca el aumento en cuestion á un metro por año, lo cual es manifiestamente exagerado, veríamos crecer el monte Blanco, por ejemplo, 100 metros por siglo y 1,000 en un millar de años. Pero en realidad, la evaporacion, el lento descenso por las pendientes, la fusion por efecto de la influencia directa de la radiacion solar, y por fin, la accion de los vientos que arrebatan de las cumbres y lanzan á larga distancia torbellinos de nieve, son otras tantas causas de la destruccion continua de las capas de nieve que cubren los Alpes y demás cordilleras parecidas. Como estas causas obran con intensidad variable segun los años y las estaciones, y tambien segun los climas, compréndese que la equivalencia entre la cantidad de nieve desaparecida y la renovada sufra á su vez oscilaciones. Análogas consideraciones dan asimismo la explicacion de ciertos hechos de observacion en apariencia anormales; por ejemplo, por qué en los Andes peruanos el límite de las nieves persistentes está á 5,000 metros, miéntras en los ecuatoriales no pasa de 4,800; y por qué este mismo límite es sólo de 4,900 en las vertientes meridionales del Hima-

laya, cuando se eleva á 5,250 en las septentrionales de la misma cordillera.

Antes de ocuparnos del objeto principal de este capítulo, hagamos mencion de un fenómeno curioso y á veces terrible, consecuencia de las enormes acumulaciones de nieve en los flancos escarpados de las montañas. Nos referimos á los *aludes*. Para dar una idea de este otro modo de desaparicion de la nieve de las altas cimas, reproduzcamos la página siguiente de la magnífica obra de Elíseo Reclus titulada *La Tierra*.

«La mayor parte de los desprendimientos de nieve ocurren con gran regularidad, de suerte que el experto montañés, acostumbrado á discernir las señales del tiempo, puede anunciar con frecuencia, en vista de las nevadas superficies, la hora exacta en que tendrá lugar el derrumbamiento. Los aludes tienen ya trazado su camino en las vertientes de las montañas. A la salida de los anchos circos de erosion en los que se acumulan las nieves del invierno, hay pasadizos ó canales socavados en el espesor de la roca. Las masas que se desprenden de las cuestas superiores, comparables á torrentes que aparecieran un momento para desaparecer de pronto, se precipitan en los lechos inclinados que les ofrecen estos pasadizos, bajan formando largos rastros, y al llegar á la salida de su angosta barranca, se extienden en anchos cúmulos de escombros. La mayoría de los montes están llenos en todo su contorno de surcos verticales, en los que se engolfan los aludes en primavera. Estas masas desmoronadas son verdaderos afluentes temporales de los torrentes que pasan por debajo de las gargantas; en lugar de correr de una manera continua como el agua de las cascadas, caen en ellos de golpe ó por saltos sucesivos.

»En las cuestas cuya inclinacion pasa de 50 grados, las nieves no descienden solamente por los pasadizos abiertos á trechos en los lados de las montañas, sino que se deslizan tambien en masa por sus escarpaduras; más ó ménos rápidas en su marcha gradual, se amontonan al principio contra los obstáculos que encuentran en su camino, se acumulan en las partes ménos inclinadas, y cuando están animadas de una gran fuerza de impulso, se derrumban con estruendo y se precipitan en las profundidades de las gargantas. Fuera de esto, la marcha de los aludes varía necesariamente, segun la forma de la montaña. En las escarpaduras que presentan paredes cortadas á pico, las nieves de los terraplenes superiores, empujadas poco á poco por la presion de las masas más altas, penetran directamente en los abismos que se abren debajo de ellas. En primavera y en verano, cuando las blancas capas, reblandecidas por el calor, se desprenden por intervalos de las altas cimas de los Alpes, el observador que se sitúe en algun promontorio vecino, contempla con admiracion esas cataratas repentinas que se despeñan á las gargantas desde la cúspide de las resplande-

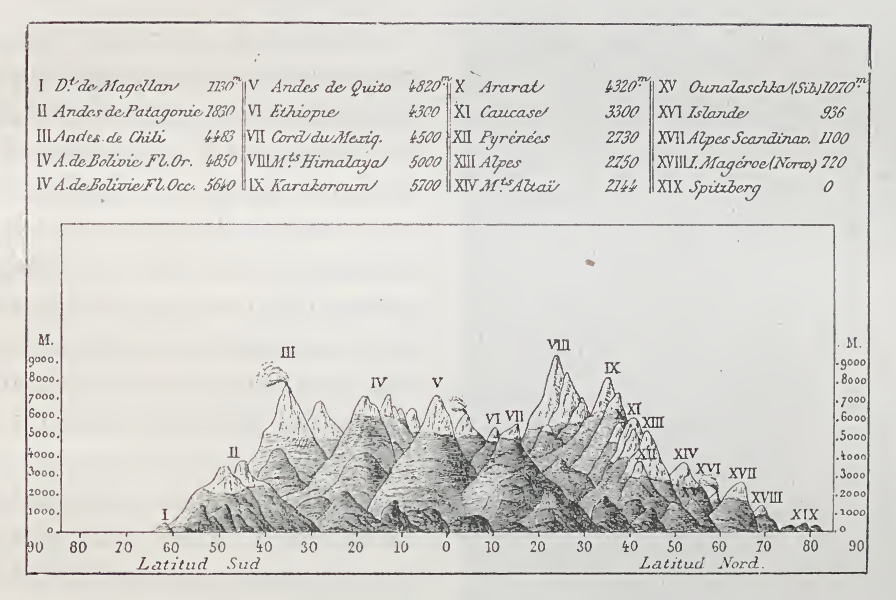


Fig. 113.—Alturas límites de las nieves persistentes

cientes crestas. ¡Cuántos millares de viajeros, sentados en los prados del Wengernalp, han prorumpido en gritos de júbilo al ver los aludes que se desprenden de la base de las argentadas pirámides del Jungfrau! Primeramente se ve la enorme capa de nieve precipitándose cual catarata y abismándose en las gradas inferiores; por la atmósfera se esparcen á larga distancia torbellinos de nieve polvorosa semejantes á una humareda, y cuando la nube se ha disipado y ha recobrado el espacio su calma solemne, resuena de pronto el estampido del alud cuyos sordos ecos repercuten en las anfractuosidades de las gargantas; diríase que es la voz de la misma montaña.



Fig. 114.—Un alud en los Alpes

» En la economía de los montes, todos estos derrumbamientos de nieve son fenómenos tan regulares y normales como la caida de lluvias en los rios, y forman parte del sistema general de la circulacion de las aguas en cada cuenca. Mas á causa de la superabundancia de las nieves, de su fusion demasiado rápida ó de cualquier otra circunstancia meteorológica, ciertos aludes excepcionales, análogos á las inundaciones de los rios desbordados, producen efectos desastrosos, asolando los campos cultivados de las faldas de los montes, y hasta sepultando pueblos enteros. Estas catástrofes son, juntamente con los derrumbamientos de peñascos, los sucesos más temibles de la vida de las montañas.»

Lleguemos ya á los *glaciares*.

Nadie ignora que se da este nombre á enormes masas de nieve congelada y de hielo que, partiendo de las alturas de las nieves persistentes, bajan por las depresiones de los valles laterales practicadas en las laderas de las montañas, para terminar, despues de un trayecto más ó ménos largo, en un punto denominado *frente del glaciar*, que por lo general consiste en una rígida escarpadura. Las aguas de fusion que proceden, ya sea de la superficie ó ya de la parte inferior del glaciar, se reunen allí con frecuencia dando nacimiento á un arroyo que sale de una cavidad en forma de arcada, de magníficas bóvedas de un color blanco azulado constituidas por enormes masas de hielo. Tal es la fuente del Arveiron, á la que dan orígen los glaciares del Gigante, del Lechaud, y del Talefre, los cuales forman el Mar de Hielo al reunirse en el valle de Chamounix.

Desde los campos de nieve en que tienen orígen, en la region y á la altitud de las nieves perpetuas, los glaciares bajan siguiendo todos los contornos, todas las sinuosidades del valle que llenan, ensanchándose si este se ensancha, estrechándose cuando se estrecha, y recibiendo cual otros tantos afluentes los glaciares ménos importantes de los valles secundarios que desembocan en el principal. A veces se reunen dos glaciares de igual importancia en una sola masa que prosigue su curso hasta el frente comun. Las dimensiones de estas masas en longitud, latitud y profundidad varian mucho de un glaciar á otro y hasta entre los que pertenecen á una misma sierra (1). Tambien es muy variable

(1) Reproduzcamos algunos números. Los principales glaciares de los Alpes tienen longitudes comprendidas entre 5 ó 6 y 24 kilómetros, anchuras que llegan hasta 2 kilómetros. El Mar de Hielo se extiende en una longitud de 15 kilómetros y una anchura de 1,000 á 1,200 metros; el Gorner tiene tambien un desarrollo de 15 kilómetros; el glaciar de Aletsch no mide ménos de 24, por una longitud de 1,500 á 2,000 metros. El glaciar de Baffo, en el Himalaya, llega á 58 kilóme-

la altura del punto de llegada sobre el nivel del mar. Ciertos glaciares, por lo comun los ménos importantes, no bajan hasta los valles inferiores: son los *glaciares de cumbres*. En los Alpes, la altitud media de los frentes de los glaciares pasa de 2,000 metros; por consiguiente descienden á 500 ó 600 metros debajo de la línea de las nieves persistentes. Pero los más considerables terminan á 1,000 ó 1,100 metros sobre el nivel del mar, como el Mar de Hielo á 1,125 y como el glaciar de los Bossons á 1,100. Miéntras que el frente del glaciar del Aar no baja más allá de 1,860 metros, y que el del Aletsch se conserva á 1,566 metros de altitud, el de Grindelwald apénas pasa de 1,000 (1,018^{m}). Casi todos los glaciares de los Pirineos lo son de cumbres, sucediendo lo propio con los pocos que hay en las zonas tropicales. En cambio, cuanto más se avanza hácia las altas latitudes se van encontrando glaciares cuyo pié se eleva muy poco sobre el nivel del mar. Tales son los de los Alpes escandínavos: en el Spitzberg y en Groenlandia, desembocan casi en el mismo Océano las gigantescas masas de hielo que cubren casi totalmente el suelo de aquellas inhospitalarias regiones.

Rara vez es lisa la superficie de un glaciar; por lo general, está llena de surcos y asperezas, de hendiduras ó grietas, ora trasversales ó bien longitudinales, ó ya por fin oblícuas á la direccion del eje del glaciar. Además, los considerables cúmulos de piedras, de fragmentos de peñas, á veces enormes, se amontonan formando largos rastros, en los lados, en medio ó en el extremo inferior de la masa de hielo. Dase el nombre de *canchales* á estas acumulaciones de escombros que proceden á no dudarlo de las montañas contiguas; las de los bordes del glaciar son los canchales *laterales*, reservándose la denominacion de *frontales* ó *terminales* para las que se aglomeran en el extremo inferior. Los canchales *centrales* se ven en medio de un glaciar formado por el encuentro de dos rios de hielo, y no son otra cosa sino la reunion de dos canchales laterales que pertenecen á las orillas medias de cada afluente. En ciertos puntos hay peñascos aislados que parecen como suspendidos sobre un pedestal de hielo que les da el aspecto de hongos gigantescos: son las *mesas de los glaciares*. En otras partes se ven grandes fragmentos de hielo de extrañas formas, semejantes á torres, á agujas, á cubos cortados en la masa; se les conoce con el nombre de *seracs*. Por último, á trechos hay cavidades perpendiculares que, así como las grietas, reciben las aguas de fusion del glaciar, las cuales van á perderse, trazando bulliciosos rodeos, en esa especie de pozos á los que se da el nombre de *molinos de los glaciares*.

Tales son los principales caracteres fisionómicos de una de las curiosidades más interesantes de los paisajes alpestres. Las escenas grandiosas que los glaciares ofrecen á la contemplacion de los viajeros bastante osados para explorar toda su extension, presentan un género de bellezas de que no á todos es dado disfrutar; pero el hombre de ciencia encuentra en ellas un atractivo no ménos poderoso, aunque de muy distinta índole. Estudiando los glaciares, el modo cómo se forman y desarrollan, las huellas que han dejado en las muchas regiones que en otro tiempo ocuparon y de las que han desaparecido en el decurso de los siglos, se han podido reunir los datos más preciosos sobre la historia actual del planeta y sobre la de su pasado. El físico, el meteorologista, el geólogo han contribuido de consuno á enriquecer con sus observaciones, experimentos y deducciones ingeniosas ó profundas, esta rama de las ciencias físicas y naturales.

Veamos de dar una idea sucinta de los resultados obtenidos.

II

FORMACION, DESARROLLO Y MOVIMIENTO DE LOS GLACIARES

Hase dicho que un glaciar es un *rio congelado*.

En nuestras definiciones hemos hablado del curso de la masa de hielo por el valle que lo circunscribe. Esta expresion no era una metáfora; sino que pinta la marcha real y efectiva del glaciar, desde los campos de nieve en que

---

tros. Pero donde se encuentran los más dilatados campos de hielo es en las regiones polares árticas. El glaciar de Humboldt, al Norte de la bahía de Baffin, desemboca en el mar presentando un frente que no baja de 111 kilómetros. Segun parece, el mayor de los glaciares conocidos es el que descubrió el doctor americano Hayes, al Sur de Godhaab. Esta prodigiosa masa parte del Eisblink, y avanza á 60 kilómetros de distancia, hasta en medio del mar, en donde su extremo inferior forma un cabo de 22 kilómetros.



tiene orígen y que son como la fuente del rio sólido, hasta el frente en que, por efecto de una temperatura relativamente elevada, desaparece, ó por mejor decir, se trasforma en una corriente líquida ya. A veces el rio de hielo llega á ser un rio verdadero: en los mismos Alpes, el Rhin, el Ródano y el Pó son hijos de los glaciares.

Ocupémonos del fenómeno desde su orígen.

Las nieves que en cantidades considerables caen en invierno, en primavera y en otoño, en las cumbres de las altas cordilleras, se acumulan principalmente en los *circos*, depresiones más ó ménos anchurosas en forma de recintos semicirculares, inmediatas á las cumbres. Estas nieves son las que engendran los glaciares despues de una serie de trasformaciones cuya descripcion vamos á copiar de una obra de nuestro sabio compatriota M. Martins:

«La superficie de la nieve, dice, empieza á derretirse al calor de los rayos del sol, y el agua que resulta de esta fusion se filtra á las capas inferiores que, por efecto de las heladas nocturnas, se convierten en una masa granulosa, compuesta de pequeños témpanos disgregados todavía, pero más adherentes entre sí que los copos que les han dado nacimiento. Los físicos suizos han designado este estado de la nieve con el nombre de *nevazo* (*firn* en la Suiza alemana). Durante el verano, filtran en este nevazo nuevas cantidades de agua siempre procedentes de la fusion superficial ó de la de las nieves circundantes, cuyas aguas se reunen en la depresion que forma la cuna del glaciar. Como en estas regiones el termómetro desciende todas las noches bajo cero, áun en el rigor del verano, el nevazo se congela varias veces, y á consecuencia de estas fusiones y congelaciones sucesivas, presenta el aspecto de una capa blanca compacta, pero llena de infinidad de burbujillas de aire esféricas ó esferoidales: es el *hielo burbujoso* de los autores que han escrito acerca de este asunto. Como la congelacion y la filtracion de la masa se van perfeccionando á medida que el glaciar desciende hácia las regiones habitadas, el agua acaba por reemplazar á todas las burbujas de aire; entónces la trasformacion es completa, el hielo parece homogéneo, y presenta esas hermosas tintas azuladas que causan la admiracion de los viajeros.»

Tal es el modo de formarse los glaciares, que se alimentan de las nieves caidas anualmente en las altas cumbres, y que aumentarian por tanto indefinidamente si cierto espesor de la superficie no se derritiera todos los veranos por efecto de la radiacion solar, y si una porcion de su extremidad no se resolviera en agua á causa de una temperatura superior á la de la congelacion. El chorreo continuo que se observa en la superficie de los glaciares durante la estacion calurosa y los torrentes que bajan desde su frente son otros tantos testimonios de ese fenómeno al que Agassiz ha dado el nombre de *ablacion* y que limita la extension del rio de hielo. Además, segun que la estacion sea seca y cálida, ó por el contrario, fria y lluviosa, predomina la fusion y el glaciar retrocede, ó prepondera su movimiento de progresion y por lo tanto avanza.

Ahora debemos demostrar la realidad del movimiento de progresion ó de traslacion de la masa glacial desde su orígen en los campos de nevazo hasta el punto en que termina el valle inferior. Los montañeses suizos conocian este hecho desde tiempo inmemorial y en 1574, Simler, físico de Zurich, hablaba de él en una obra dedicada á la descripcion de los Alpes. Reconocida su exactitud por Scheuchzer en 1705, y á fines del siglo XVIII por Saussure, quedó enteramente fuera de duda en la primera mitad del nuestro merced á las observaciones y medidas de varios hombres de ciencia, como Hugi, Agassiz, Desor, Rendu, Tyndall, etc.

Habíase notado ya el movimiento de dislocacion de las grietas de año en año. Así tambien, al examinar la naturaleza de las rocas que forman los canchales, llamó la atencion el hecho de que los caractéres mineralógicos de muchas de estas piedras no guardaban relacion con los de las rocas de las montañas laterales, de las que al parecer debian proceder. Dichos caractéres tenian más conexion con los de las rocas que caian á plomo sobre otras partes mucho más elevadas del glaciar. De esto á deducir que los escombros caidos de dichas alturas sobre la masa de hielo habian sido trasportados lentamente por ella hasta el punto en que actualmente se encuentran y á sacar en consecuencia la velocidad media de traslacion, no habia más que un paso, el cual se dió el dia en que un sabio suizo, el profesor Hugi de Soleura, se

construyó una cabaña en el glaciar del Unteraar, con objeto de hacer en ella observaciones seguidas del glaciar (1). Esto era en el verano de 1827. Tres años despues, en 1830, el observatorio de Hugi habia bajado 100 metros: á los seis años, en 1836, habia avanzado 716, y Agassiz encontró la cabaña 1432 más baja que su punto de partida. Resulta de aquí un movimiento de 102 metros por año.

El movimiento de progresion del conjunto del glaciar era, pues, patente. Faltaba estudiarlo en sus detalles más circunstanciados. Ya en 1840, Agassiz habia tomado medidas exactas del movimiento del glaciar del Unteraar, observando con el teodolito las posiciones relativas de seis postes que mandó plantar sólidamente en línea recta en la masa de hielo. Al año siguiente vió que los seis postes habian cambiado de lugar con desigualdad, de suerte que la alineacion primitiva estaba bastante modificada, como lo prueban las cifras siguientes que marcan el avance de cada uno de ellos.

1er poste.	49 metros
2.° »	68 —
3.° »	82 —
4.° »	74 —
5.° »	64 —
6.° »	38 —

Las observaciones que el mismo sabio hizo al año siguiente y las que Forbes emprendió en el Mar de Hielo hácia la misma época, confirmaron plenamente la ley indicada por los números anteriores y que puede formularse así: El movimiento de progresion de un glaciar es más marcado en su parte central que en sus orillas: la velocidad va creciendo de estas al eje del glaciar. Lo mismo precisamente sucede en las aguas de un rio, más rápidas en medio que en las orillas.

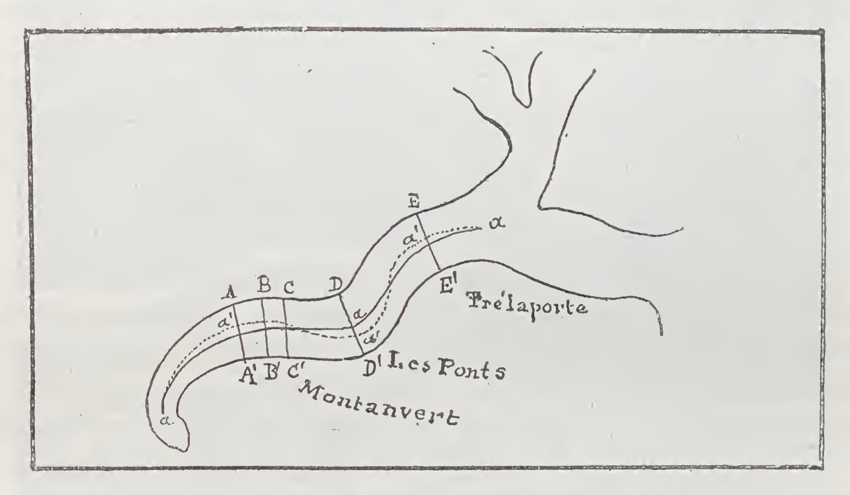


Fig. 115.—Mar de Hielo. Movimiento progresivo del centro y de las orillas

Pero no debia limitarse á esto la asimilacion entre el rio sólido y el rio líquido. Tyndall é Hirst efectuaron en 1857 una serie de medidas en el Mar de Hielo, que tenian por objeto conocer el sitio de los puntos de mayor velocidad de la superficie del glaciar, y comparar entre sí las velocidades de los puntos situados á igual distancia de las dos orillas, en las partes curvas del rio de hielo. Las consecuencias de estas medidas fueron las siguientes: por lo general, no es el eje ó la línea media de la superficie del glaciar la que tiene más rápido movimiento de progresion, y por consiguiente la velocidad no es igual en un lado que en otro, si se consideran puntos situados á la misma distancia de las orillas. Tyndall reconoció que el lado del glaciar que estaba animado de más rápido movimiento era siempre el que tenia su concavidad vuelta hácia el eje; así tambien el sitio de los puntos de mayor velocidad está siempre fuera del eje con relacion á su convexidad. Por ejemplo, en la parte del Mar de Hielo que está enfrente de Montanvert (fig. 115), el glaciar presenta su convexidad al Este; pues bien, comparando las

(1) Cuando de Saussure hizo en 1778 su célebre ascension á la garganta del Gigante, dejó una escalera de madera al pié de la Aguja negra, hácia el punto en que empieza uno de los canchales centrales del Mar de Hielo. Forbes y otros viajeros encontraron cuarenta y cuatro años despues, ó sea en 1832, unos pedazos de dicha escalera, en un punto que distaba del primero 4,050 metros. C. Martins encontró en 1845 un pedazo de la misma escalera 370 metros más abajo. Así pues, el glaciar habia avanzado, por término medio, primero 75 metros por año, y luégo tan sólo 28.

velocidades de dislocacion de los postes plantados en su superficie en direccion de las alineaciones AA′, BB′ CC′, Tyndall vió que aquellas eran mayores en el lado de la orilla occidental; enfrente de los Puentes, la sinuosidad del glaciar está en sentido contrario, y los postes de la orilla occidental D′ fueron los que más cambiaron de lugar; por último, enfrente de Trelaporte, un nuevo cambio de curvatura ha trasladado la mayor velocidad á la orilla oriental E, de donde la ley siguiente, formulada por el sabio físico: «Cuando un glaciar recorre un valle sinuoso, el sitio de los puntos de mayor velocidad no coincide con el eje del glaciar, sino que, por el contrario, se encuentra siempre hácia el lado de la convexidad de la línea central. Este sitio es, pues, una línea curva *(a′ a′ a′)* de sinuosidades más profundas que las del valle, y que corta



Fig. 116.—El Mar de Hielo

el eje del glaciar á cada cambio de curvatura.»

Así pues, el rio de hielo, como todos los demás rios, presenta más fuerza en su corriente hácia aquella de sus orillas que ofrece ménos resistencia al movimiento de su masa, es decir, hácia el lado convexo de cada una de sus sinuosidades. Para acabar de demostrar la perfecta analogía de los dos movimientos, faltaba hacer ver que la velocidad de las moléculas de la superficie es mayor que la de las moléculas del fondo. En agosto de 1866, Dolfus Ausset y C. Martins plantaron dos jalones en una escarpadura vertical del glaciar del Aar, el uno á un metro de la superficie y el otro 8^{m},20 más bajo. Diez y ocho dias despues se encontró el jalon inferior 200 milímetros detrás del superior, prueba evidente de la marcha acelerada de la masa, del fondo á la superficie. Tyndall confirmó veintiun años despues esta primera observacion. Habiendo podido llegar no sin peligro á una pared de hielo de 46 metros de espesor, en el punto en que el glaciar del Gigante recibe como afluente el del Lechaud, plantó tres postes, uno en la cúspide del precipicio de hielo, el segundo á 11 metros del fondo y el tercero á 1^{m},20. Sus velocidades en 24 horas fueron las siguientes:

Poste superior.	152 milímetros
— medio.	114 —
— inferior.	68 —

Estas medidas demuestran la disminucion de la marcha, dimanada del roce de las capas inferiores contra el fondo en que descansa la masa de hielo. Aquí se ve que dichas masas

tienen una velocidad apénas igual á la mitad de la velocidad de la superficie.

Como se ve, el movimiento de progresion ó avance de los glaciares es enteramente semejante á la marcha del agua en los rios. Antes de decir cómo se le ha explicado, indiquemos con algunas cifras la velocidad de dicho movimiento, que se efectúa con tal lentitud, que únicamente con los instrumentos de precision de los geodestas se le puede comprobar acto continuo, y que por otra parte es tan irresistible que no hay obstáculo que le contenga.

Si consideramos los tres primeros años de observaciones de Hugi, vemos que el glaciar del Unteraar marchaba con una rapidez media de 33 metros por año; los seis primeros dieron 80 metros, y tomando el conjunto de las observaciones de 1827 á 1841, resulta un promedio de 102 metros. Agassiz y Desor han calculado esta progresion en 71 metros anuales. Es muy difícil determinar la rapidez de descenso de un glaciar, no tan sólo porque varía con el año y con la estacion, sino tambien porque no es la misma en los diferentes puntos de su curso. De las medidas tomadas por varios observadores en muchos glaciares á distintas alturas, parece resultar que la velocidad es mucho mayor en la parte superior que en el extremo inferior; en el Unteraar, la progresion anual varía de 39 á 75 metros. Los dos afluentes superiores del mismo glaciar, el Finsteraar y el Lauteraar, han dado números que varian, en cuanto al primero, entre 48 y 81 metros, y en cuanto al segundo, entre 31 y 74. M. Grad ha hecho una serie de observaciones en el glaciar de Aletsch, las cuales prueban que la velocidad va disminuyendo á medida que la masa se aproxima al frente del glaciar. A 15 kilómetros del extremo inferior, es decir casi á la mitad de su curso, aquella era de 404 milímetros en 24 horas; 7 kilómetros más abajo no pasaba ya de 294, y á 2 kilómetros del extremo inferior quedaba reducida á 240. Con todo, Tyndall ha obtenido resultados contrarios en el Mar de Hielo. Véanse en prueba de ello las velocidades deducidas con respecto á los puntos de la línea media, es decir, las velocidades máxima á diferentes alturas:

En Trelaporte.	508 mil. diarios
En los Puentes.	584 — —
Encima de Montanvert. . . .	660 mil. diarios
En Montanvert.	864 — —
Debajo de Montanvert. . . .	838 — —

¿Cuál es la razon de estas diferencias en la progresion de las masas de hielo del Unteraar y del Aletsch, comparada con la del Mar de Hielo cerca de Chamounix? ¿Consiste en las variaciones de inclinacion? No es probable, porque Desor ha comprobado que el Glumberg, glaciar tributario del Aar, y cuya pendiente varía de 30° á 50°, sólo tiene un movimiento anual de 22 metros, miéntras que el glaciar principal, con una inclinacion de 4° solamente, avanza 71 metros por año. El Mar de Hielo tiene de 5° á 6° de inclinacion, y áun cuando esta sea mayor en su extremo inferior, la diferencia no basta para explicar la aceleracion. Segun M. Grad, el movimiento de progresion crece en razon del espesor del glaciar, del fondo á la superficie. Este espesor varía á su vez segun la forma de las paredes del valle, y crece naturalmente cuando estas se juntan y la masa de hielo, en lugar de extenderse en anchura, tiene forzosamente que ganar en altura el espacio que encuentra á faltar en el otro sentido.

El movimiento de progresion de los glaciares varía asimismo segun las estaciones, siendo más rápido en verano que en invierno, en proporcion bastante considerable. Grad dice que, en el glaciar del Aar y entre la primavera y el principio del verano, la proporcion entre los movimientos mínimum y máximum es como 100 es á 283; en el glaciar de los Bosques (parte inferior del Mar de Hielo), de diciembre á julio, es de 100 á 456.

Estas variaciones en la velocidad de progresion de los glaciares, ya en la sucesion de los años ó ya de una estacion á otra, así como las que hemos consignado en la velocidad á diferentes alturas, hacen muy difícil la valuacion del promedio anual. Sin embargo, se calcula que el hielo de la garganta del Gigante necesita de 120 á 140 años para franquear el espacio que lo separa, á su salida de los campos de nevazo, de la fuente del Arveiron ó del extremo inferior del Mar de Hielo. A razon de 71 metros por año, el glaciar del Unteraar invierte 342 años en bajar los 24 kilómetros que tiene de longitud. No hay nada que sorprenda tanto al que visita por primera vez un glaciar,

como el contraste de esta inmovilidad aparente de la masa enorme y sólida que pisa, con la certidumbre de su irresistible movimiento, cuyos testimonios puede apreciar. Esta masa desciende, rompiendo y derribando á su paso todos los obstáculos.

«Cuando, á consecuencia de una serie de años húmedos, acompañados de grandes nevadas en las alturas, dice Helmholtz, avanza la parte inferior del glaciar, arrasa las moradas de los hombres, desarraiga á su paso los árboles más corpulentos, y áun disloca, sin que al parecer experimente resistencia sensible, las murallas formadas por inmensos peñascos que constituyen su canchal extremo y que forman series de colinas considerables.»

III

GRIETAS DE LOS GLACIARES

Ocupémonos ahora de ciertas particularidades curiosas que dejamos ligeramente apuntadas, y veamos cómo está ligada su existencia con el modo de formacion de los glaciares ó con sus movimientos de progresion.

Hablemos ante todo de las grietas.

Estas aberturas, que dejan columbrar en sus profundidades los pálidos fulgores de la luz del dia tamizada por el hielo, fulgores azules de pureza admirable, constituyen para el explorador de los glaciares el principal obstáculo con que en sus investigaciones tropieza; si no toma todas las precauciones que exige la prudencia, expone su vida al arriesgarse á atravesar esos abismos. El peligro es mucho mayor cuando la nieve ha cubierto la superficie entera del glaciar y un puente de tenue espesor oculta las grietas; entónces la nieve cede bajo la planta del viajero que se aventura por ella, sin sondarla, por decirlo así, á cada paso.

Hay grietas de todas dimensiones, tanto en longitud cuanto en anchura. Las más de ellas se ven en los bordes inclinados de los glaciares; estas son las grietas *marginales* que por lo comun tienen una inclinacion de unos 45° en direccion de abajo arriba, pero que á veces se cruzan de un modo bastante confuso. Otras grietas atraviesan toda la superficie del glaciar de una orilla á otra, y por último, otras lo surcan en el sentido de la longitud. Las denominaciones de grietas *trasversales* y *longitudinales* se explican por sí mismas, lo propio que la de grietas *frontales* que cortan el hielo en el extremo inferior del glaciar.

Estos abismos tienen orígen de un modo muy sencillo y generalmente empiezan por una hendidura apénas perceptible. Hé aquí cómo Tyndall, infatigable explorador de los glaciares, explica el fenómeno:

«Nos disponíamos á regresar, despues de pasar un dia penoso en el glaciar del Gigante, cuando resonó á nuestros piés una explosion que pareció salir de la masa misma del glaciar. Miramos en torno nuestro con cierta sorpresa; el ruido se repitió, seguido de muchas explosiones rápidas, las cuales tan pronto estallaban á nuestra derecha como á nuestra izquierda, no pareciendo sino que todo el glaciar se rompia en derredor de nosotros: pero miéntras tanto no veíamos nada.

»Entónces examinamos cuidadosamente el hielo, y despues de una hora de pesquisas, dimos con la causa de aquellos ruidos. Anunciaban la formacion de una grieta. En un charco que habia en el glaciar vimos subir burbujas de aire, y observamos que en el fondo de aquel charco habia una pequeña hendidura que daba paso á las burbujas, y cuya direccion pudimos seguir á derecha é izquierda hasta gran distancia. A veces la nueva grieta es casi imperceptible, y en ninguna parte lo suficientemente ancha para dar paso á la hoja de un cuchillo.

»Se hace difícil creer que las formidables grietas entre las cuales hemos pasado tantas veces con temeroso recelo tengan tan humilde orígen, y sin embargo es muy cierto. Los abismos que se encuentran en las cataratas de hielo del Gigante y del Talefre, y áun más arriba, no fueron en un principio más que pequeñas rajas que se han ensanchado poco á poco hasta formar enormes grietas. Por un ejemplo instructivo y sorprendente á la vez, sabemos tambien que ciertas apariencias que indican probablemente una accion muy violenta, pueden en realidad ser resultado de acciones tan lentas que no sea posible reconocerlas sino efectuando delicadísimas observaciones.»

W. Hopkins ha resuelto con toda claridad la cuestion de saber qué influencia produce esas hendiduras, y cuál es la causa física ó mecánica

de las grietas, demostrando que son consecuencia del movimiento de progresion de los glaciares y de la tension que en diferentes puntos de la masa resulta de la desigual rapidez de sus diferentes partes.

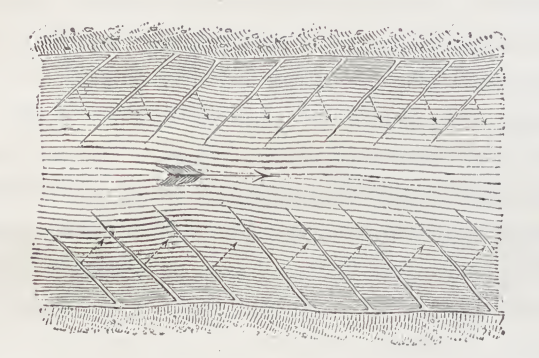


Fig. 117.—Formacion de las grietas marginales

Hemos dicho ántes que las orillas del glaciar, en razon de la resistencia de las paredes del valle, se mueven con más lentitud que las partes centrales: de aquí resulta una tension que se ejerce en direccion de las flechas de la figura 117. Llega un momento en que la cohesion de las capas de hielo queda vencida, y aparece una separacion ó hendidura perpendicularmente á dicha direccion. Estando la línea de tension inclinada 45° sobre el eje del glaciar en sentido de arriba á abajo, la raja ó línea de rotura resulta de abajo á arriba á 45° tambien. Al ver los primeros observadores que las grietas marginales cortaban las orillas oblicuamente en sentido de la corriente, engañados por la apariencia, dedujeron que la marcha de aquellas es más rápida que la del centro. Las mediciones efectuadas, de acuerdo con el análisis mecánico del fenómeno, han demostrado lo contrario.

La formacion de las grietas trasversales y longitudinales dimana de las desigualdades del fondo del glaciar. Si estas desigualdades están en un declive y la masa de hielo, despues de haber seguido un lecho de cierta inclinacion, llega á un punto en que el declive es mayor, obligada entónces á plegarse en el sentido de su espesor para seguir el nuevo lecho, se rompe por el esfuerzo que resulta de esta tension,

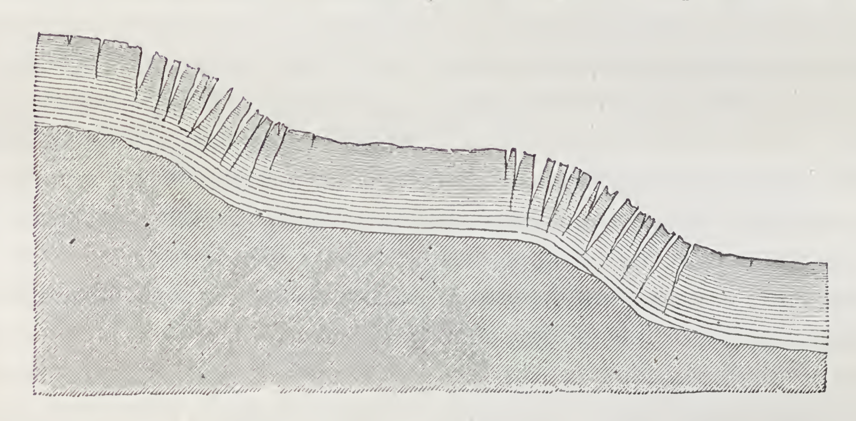


Fig. 118.—Causas de la formacion de las grietas trasversales (corte longitudinal del glaciar)

produciendo cierto número de grietas tanto más anchas cuanto mayor es la nueva inclinacion. En un rio líquido se formarian *raudales*, y la fluidez del agua haria posible esta aceleracion de velocidad que no lo es con el hielo. Las grietas trasversales así formadas se cierran un poco más abajo, si el lecho del glaciar recobra su inclinacion primitiva, conforme lo muestra claramente la fig. 118. La explicacion de las grietas longitudinales es muy parecida; sólo que estas suponen desigualdades del fondo del glaciar en el sentido de su anchura. Estas últimas grietas se forman tambien en los puntos en que el lecho del glaciar se ensancha de pronto, al salir de un desfiladero angosto y escarpado. Pudiendo entónces el hielo extenderse lateralmente, se ejerce la tension en sentido trasversal, y se producen las rajas perpendicularmente á esta direccion, es decir, en sentido longitudinal.

Tyndall ha hecho observar que las grietas marginales son más numerosas en el lado convexo que en el otro, en las partes curvas de los glaciares, y da la razon de ello, diciendo que, segun sus medidas, la velocidad es mayor en la primera orilla que en la otra, y por consiguiente tambien lo es la tension que produce las roturas. Toma por ejemplo el Mar de Hie-

lo, á la altura del Montanvert, en la orilla occidental ó cóncava del glaciar, y hace observar que las grietas son en ella ménos numerosas que en la orilla oriental ó del Sombrero, que es el lado convexo del Mar de Hielo en esa region.

Las grietas siguen naturalmente el movimiento de los glaciares (1); sólo que, conforme acabamos de ver, sufren durante su movimiento los cambios que traen consigo las variaciones en las causas que los han engendrado; las unas se cierran al paso que las otras se ensanchan. Además, la accion del agua que circula por las mil anfractuosidades de la superficie del glaciar contribuye á modificar la forma de las grietas. Así es como resultan los molinos ó pozos de los glaciares, de que hemos hablado ántes. Los arroyos de la superficie se reunen formando torrentes, corren con impetuosidad por los lechos que se abren hasta que, encontrando una grieta, se precipitan en ella con violencia y socavan á modo de embudo la pared contra la cual viene á dar el agua. El continuo remolino del agua en estos abismos produce un estruendo atronador que ha sido causa de que se dé el nombre de *molinos* á los pozos de los glaciares.

Como el molino sigue á la hendidura en su movimiento descendente, llega un momento en que, hallando el torrente que le formaba otra salida en la grieta que ha sucedido á la primera, abandona esta y empieza á formar un nuevo pozo. Tyndall ha sondado muchos de estos pozos abandonados que tenian hasta 27 metros de profundidad; un plomo de sonda echado en el Gran Molino (en actividad) dió 49^{m},55, pero sin llegar al fondo. «Uno de estos pozos, dice C. Martins, medido por Dollfus, Otz y yo, en el glaciar del Aar, tenia 58 metros de profundidad. Desor sondó otro en el de Finsteraar, y no encontró el fondo hasta 232 metros de la superficie.» Atribúyese á antiguos molinos del glaciar la formacion de esas cavidades singulares conocidas con el nombre de *marmitas de gigantes*. Al engolfarse en los pozos el agua cargada de arena, de piedrecillas y de guijarros abrió en otro tiempo, en el seno de las rocas sobre las cuales resbalaba el glaciar, los hoyos redondeados que hoy se ven en varios sitios. «El *Jardin glaciar* de Lucerna, dice M. Gourdault, adornado al estilo alpestre, y cuyas diferentes eminencias se han reunido con puentes y escaleras, contiene la obra entera y auténtica de un glaciar de la época cuaternaria. Consiste esta en diez y seis excavaciones ó *marmitas de gigantes*, la principal de las cuales tiene unos 14 metros de diámetro por otros tantos de profundidad. Las perforaciones bruñidas y en forma de embudo hechas por las aguas de fusion arremolinadas del glaciar continuaron en seguida y avanzaron cada vez más en el suelo peñascoso por los cantos erráticos que el glaciar llevaba consigo. Este glaciar era el del Reuss y sus afluentes.» Encuéntranse cavidades semejantes en muchas regiones que en remotísimas épocas estaban cubiertas de glaciares, y especialmente en los fiordos de Escandinavia, donde adquirieron dimensiones enormes.

Una de las curiosidades de los glaciares, cuyo interés científico es inmenso, sobre todo desde el punto de vista geológico, la constituyen los *canchales*, esas acumulaciones de rocas, guijarros y escombros de toda clase, caidos de las montañas vecinas ó arrancados de los flancos escarpados que bordean el rio de hielo. Hemos dicho ya que se los distingue en canchales *laterales*, que son los mayores, por cuanto van aumentando con todos los fragmentos que caen en ellos durante el período de avance del glaciar; en canchales *centrales*, que proceden de la reunion del glaciar principal con sus afluentes, y que por lo tanto son tan numerosos como estos (por esta razon el Mar de Hielo está surcado por cuatro canchales centrales que proceden del glaciar del Gigante, del del Lechaud y de los dos glaciares que constituyen el Talèfre).

---

(1) Las grietas se suceden en un mismo punto de un glaciar, de modo que, trascurrido cierto espacio de tiempo parece que no han cambiado de sitio. A esta ilusion hace referencia Tyndall en el párrafo siguiente de su obra *Los Glaciares*. «En la cumbre de la Gran Meseta, dice, y al pié de la última cuesta del Monte Blanco, os enseñaré una gran grieta en la cual un alud precipitó á tres guías en 1820. ¿No es este un error? Una grieta, que seria difícil distinguir de la grieta actual, existia seguramente allí en 1820. Pero ¿era efectivamente la misma que hoy se ve? El hielo hendido que se ve hoy en aquel punto ¿es el mismo que cincuenta y un años atrás? Ciertamente que no. ¿Y qué lo prueba? El hecho de que más de cincuenta años despues de su desaparicion, se encontraron los cadáveres de los tres guías cerca del extremo del glaciar de los Bossons, muchas millas más allá de la grieta actual.»

Esta observacion prueba además, como más adelante veremos, que el hielo del fondo acaba por aparecer á la superficie al cabo de cierto tiempo, resultado necesario del fenómeno de la ablacion.

Al llegar á la parte inferior, al frente del glaciar, todos estos canchales se reunen en uno solo, el *terminal* ó *frontal*, que la masa de hielo empuja hácia delante cuando el glaciar crece en longitud, y que, por el contrario, deja aislado cuando por un fenómeno inverso, el glaciar retrocede y disminuye. El canchal central difiere de los otros dos en que, en lugar de descansar sobre el hielo, sus pedruscos se apoyan en el suelo del fondo del valle. Aparte de estos canchales, que pudiéramos llamar *artificiales*, por cuanto todos los restos de que se forman proceden de la superficie exterior del glaciar, conviene tener en consideracion la capa de casquijo, guijarros y cieno arenoso interpuesto entre la superficie inferior y el terreno subyacente; y que constituye el *canchal profundo*. Al llegar al frente terminal, sus escombros se acumulan con los otros en el canchal frontal.

Los fragmentos de rocas que forman los canchales tienen á veces dimensiones colosales, no siendo raro encontrar en los glaciares de los Alpes algunos de ocho á diez metros en todos sentidos. La roca de Blaustein, en el valle de Saas, tiene un volúmen de 8,000 metros cúbicos.

Entre los peñascos que sustenta la superficie de los glaciares se ven algunos que presentan una particularidad curiosa; tienen el aspecto de masas sostenidas por un pié ó zócalo de hielo, casi como están los antiguos dolmens en sus pedestales de granito. La explicacion de estas *mesas de glaciar* es muy sencilla. Más arriba hemos hablado del fenómeno de la ablacion, es decir, del descenso continuo de la superficie del glaciar por efecto de la temperatura y especialmente de la radiacion solar. La fusion del hielo ocurrida así durante el verano compensa el aumento del mismo que resultaria de las nevadas del invierno. «Miéntras sólo se derriten las nieves caidas en invierno en la superficie del hielo, dice M. Grad, los glaciares no disminuyen; pero cuando empieza á fundirse el hielo mismo, aquellos disminuyen de altura, y tanto más cuanto más excede la ablacion del crecimiento causado por la filtracion y la regelacion del agua en el interior de la masa (1).»

La ablacion no tiene lugar donde la superficie del hielo está resguardada de la radiacion solar, y como una roca aislada en el glaciar impide la fusion de la parte de la superficie sobre la cual descansa, al paso que alrededor de su base el hielo se derrite y baja su nivel, resulta que poco á poco la roca queda suspendida sobre una masa de hielo que sólo puede derretirse lateralmente: con mucha frecuencia esta especie de meseta está inclinada, habiéndose notado que la direccion de esta inclinacion es de Norte á Sur. Esta particularidad se explica

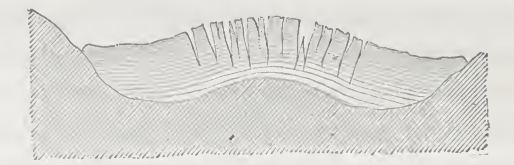


Fig. 119.—Causas de la formacion de grietas longitudinales

fácilmente atribuyéndola á la accion más enérgica de los rayos solares sobre la parte meridional de la masa, al paso que la sombra proyectada al Norte hace el abrigo más completo. Obsérvase un fenómeno parecido en los rastros que forman los canchales centrales. Los regueros de fragmentos de rocas que los constituyen se elevan á veces 8 ó 10 metros sobre el nivel del glaciar. Examinando estas crestas, se echa de ver que la capa de piedras es superficial y que descansa en realidad sobre una larga arista de hielo protegida de la fusion por el canchal, al paso que la ablacion ha reducido en todas partes el nivel del glaciar.

Así se explica otra circunstancia muy conocida de los montañeses; la de que los objetos que desaparecen en las profundidades de las grietas acaban por salir á la superficie al cabo de más ó ménos tiempo, como si el glaciar arrojara todo cuerpo extraño, como si «no tolerase nada impuro,» segun la frase admitida.

---

(1) M. Grad ha medido en 1869 la altura de la ablacion á diferentes altitudes en el glaciar de Aletsch. A los 1,250 observó un promedio diario de 32 milímetros; á 2,000, este promedio llegaba á 50 milímetros; á 1,800 metros de altitud era de 52 milímetros. Por lo demás, era bastante desigual en una misma línea trasversal, ya por causa del abrigo que proporcionan los canchales, ó ya por la reverberacion del calor en las paredes peñascosas de las orillas. Aquí tratamos de observaciones hechas durante los meses de agosto y setiembre; en los dias despejados y calurosos del verano la ablacion es bastante grande, y M. Grad la ha visto llegar á 15 milímetros por hora en el glaciar del Aar. Desor estima en 5 metros por término medio la pérdida de altura ocasionada por la ablacion durante todo el año en los glaciares de Suiza.

IV

TEORÍA FÍSICA DEL MOVIMIENTO DE LOS GLACIARES

Todos los fenómenos que acabamos de describir tienen su interés particular: las *curiosidades de los glaciares*, como se las llama, merecen estudiarse cuidadosamente en sus menores detalles, pues hasta los más insignificantes pueden tener gran importancia, desde el punto de vista científico consideradas. Pero el hecho capital, dominante, es el movimiento de progresion ó avance de los glaciares, y sobre él debe basarse toda la teoría glaciar.

En el siglo pasado, cuando sólo se conocia el movimiento de conjunto de descenso de la masa, lo primero que naturalmente se ocurrió fué atribuir su causa á la gravedad. El glaciar resbala por su pendiente arrastrado por su propio peso, del mismo modo que cualquier cuerpo sólido por un plano inclinado. Altman y Gruner formularon de 1751 á 1760 esta hipótesis que adoptó Saussure á fines del siglo y á la cual prestó algun tiempo el peso de su gran autoridad. El ilustre físico y naturalista suponia que el descenso tenia un auxiliar en la interposicion del agua que corre por debajo del glaciar entre las capas inferiores y el fondo pedregoso sobre el cual reposa. Esta explicacion, admisible en cuanto á las partes más bajas, no lo es por lo que respecta á las más elevadas, dado que entónces el hielo del fondo se adhiere al terreno subyacente por efecto de una temperatura inferior á cero, á pesar de lo cual se ha notado el movimiento de progresion, lo mismo en las alturas del glaciar que en su parte más baja. Se ha opuesto otra objecion, que es la siguiente: la velocidad del descenso deberia crecer con la inclinacion, y sin embargo hemos visto glaciares tributarios de pendientes muy rápidas moviéndose con más lentitud que el principal. Además, la teoría del descenso supone que toda la masa se mueve en una pieza, y no explica el movimiento desigual de sus partes, de las orillas al centro y de la superficie al fondo.

La comparacion de los glaciares á los rios, cuya velocidad de curso varia del mismo modo que la de las diferentes partes del glaciar, ha inducido á los sabios á extremar todavía más la analogía entre las dos corrientes, flúida y sólida. La gravedad es la que arrastra las moléculas líquidas por el lecho inclinado del rio, siendo las resistencias que experimentan en las orillas, en el fondo, etc., causa de las diferentes velocidades de que están animadas. Pero el hielo es sólido y las partículas que lo componen no están libres, sino unidas por una fuerza de cohesion que, cuando una fuerza superior llega á vencerla, produce una rotura y no un impulso de salida. Sin embargo, se ha supuesto al hielo dotado de cierta *plasticidad* análoga á la de los cuerpos blandos. Segun parece, Bordier de Ginebra fué el primero que emitió esta idea, que en un principio pasó desapercibida, y que Rendu, obispo de Annecy, ha indicado con toda claridad en su Memoria sobre los glaciares (1840): «Hay una porcion de circunstancias, dice, que parecen exigir que atribuyamos al hielo de los glaciares una especie de ductilidad que le permite amoldarse sobre el lecho que ocupa, adelgazarse, dilatarse y contraerse como si fuese una pasta blanda.» Forbes, cuyas observaciones y numerosos experimentos han contribuido tanto á dar á conocer el movimiento de progresion en todos sus detalles, fué quien se ocupó de la teoría de la plasticidad ó viscosidad de los glaciares. Hé aquí cómo la resumia: «Un glaciar es un flúido imperfecto, un cuerpo viscoso, que se desliza por pendientes de cierta inclinacion á causa de la presion natural que ejercen sus partes.» Entre las pruebas que daba en apoyo de su opinion, aparte de las que resultan de las leyes del movimiento diferencial de las orillas y del centro, Forbes aducia el hecho de la aceleracion de la velocidad de descenso en verano, pues la temperatura más alta aumenta naturalmente la plasticidad del hielo. La estructura vetosa que se observa en el interior de la masa proviene en su concepto de las líneas de discontinuidad procedentes de los movimientos desiguales de las diferentes partes de esta masa, de sus mutuas dislocaciones. Despues nos haremos cargo de las modificaciones que los experimentos de Christie, Faraday y Tyndall han introducido en la teoría de la plasticidad del hielo.

Scheuchzer de Zurich propuso ya en 1705 una teoría del movimiento de los glaciares, basada en la dilatacion que experimenta el agua al congelarse. El hielo de los glaciares está sur-

cado interiormente de muchas grietas en las que penetra el agua de fusion de la superficie, agua que se congela y se dilata al ponerse en contacto con la baja temperatura interna de la masa. La fuerza considerable desarrollada entónces por la expansion de la masa entera del glaciar tiende á empujarlo en direccion de la menor resistencia, ó en otros términos, al fondo del valle.

Esta teoría de la dilatacion, recordada por Charpentier y adoptada desde luégo por Agassiz, fué controvertida por Hopkins, quien entre otras objeciones, opuso la siguiente: «Es tan poderoso el roce de una masa tan enorme como la de un glaciar sobre su fondo, que la direccion vertical seria siempre la de menor resistencia y que, si esta masa llegara á dilatarse de un modo considerable por efecto de las heladas, tendria más propension á aumentar su espesor que á acelerar su marcha descendente.» Despues de haber hecho Agassiz muchos experimentos sobre la temperatura interna del hielo á profundidades de 60 metros, reconoció que rara vez baja esta temperatura á 1 ó 2 grados bajo cero, y que no es probable que el agua de filtracion se congele cada noche. En su consecuencia, desechó la teoría de la dilatacion.

Al suponer Forbes la plasticidad del hielo para explicar el movimiento diferencial de los glaciares, no habia probado prácticamente la existencia de esta propiedad que las investigaciones de Faraday, Christie, Tyndall y Tresca han puesto fuera de duda. En el tomo cuarto de esta obra hemos descrito el fenómeno de la *regelacion*, y demostrado que una masa de hielo, comprimida en un molde y rota por esta compresion, vuelve á soldarse y acaba por adquirir la forma misma del molde. El hielo resultante es compacto y únicamente difiere en la forma del que se ha empleado para producirlo. Para que el experimento salga bien, es forzoso llenar una condicion: que el hielo con el cual se opera sea hielo fundente; si su temperatura fuese mucho más baja que la de la fusion, la presion lo trasformaria en un polvo blanco y no en una masa compacta y traslúcida. Por otra parte, los experimentos de Thomson han demostrado que la presion hace que baje el punto de fusion del hielo. Basándose Tyndall en estos datos de la experiencia, ha explicado en qué sentido deberian entenderse las palabras *plasticidad* ó *viscosidad* que Forbes aplicaba al hielo de los glaciares. El hielo no es en modo alguno dúctil como los cuerpos blandos; por efecto de una fuerza de tension que propende á separar sus moléculas, no cede y se rompe, si la tension excede de cierto límite. Esta es la causa productora de las grietas de los glaciares. Mas por la influencia de la presion, añadida á la del peso de la misma masa glaciar, el hielo se rompe, se aplasta, y se liquida en parte, gracias al descenso del punto de fusion que es consecuencia de la presion misma. Puede pues ceder, contraerse ó dilatarse, segun las desigualdades de su lecho, y luégo, en virtud del fenómeno de la regelacion, los fragmentos vuelven á soldarse, formando de nuevo una masa compacta. En resúmen, los glaciares tienen todas las apariencias de un cuerpo viscoso, cuyas diversas partes resbalan unas sobre otras ó al lado de las otras, y están animadas de velocidades desiguales en sus diferentes movimientos.

Hoy se admite generalmente esta teoría del movimiento de los glaciares, áun cuando ha sido objeto de una gran objecion por parte de un compatriota de Tyndall, Enrique Moseley. Segun sus cálculos, la fuerza de gravedad que, en definitiva, es aquí la fuerza motriz del glaciar por su pendiente, es insuficiente para explicar el movimiento diferencial de sus partes, el hecho de resbalar unas capas sobre otras (1).

---

(1) Consideramos tan importante esta objecion, que creemos oportuno dar un resúmen más completo de ella, tomándolo del mismo Moseley. «El trabajo total de las fuerzas que producen la dislocacion de un cuerpo ó de un sistema de cuerpos solidarios, dice, debe ser cuando ménos igual al trabajo total de las resistencias que se oponen á esta dislocacion. Estas resistencias son: 1.ª la que se opone á que se raje una superficie de hielo sobre otra, dislocacion que ocurre continuamente en la masa total, á consecuencia del movimiento diferencial; 2.ª el roce de las capas de hielo superpuestas, más considerable para las inferiores que para las superiores; 3.ª el arranque del hielo en el fondo y en los lados del lecho del glaciar.

»Si éste baja, obedeciendo únicamente á la accion de la gravedad, el trabajo efectuado por su peso, cuando cambia de lugar á cualquier distancia, debe ser por lo ménos igual á la suma de los trabajos de todas estas resistencias. «Habiendo hecho este cálculo con respecto á un glaciar imaginario, de direccion é inclinacion constantes y de lecho uniforme, M. Moseley ha deducido que la fuerza necesaria para que una pulgada cuadrada de hielo resbale sobre otra pulgada cuadrada no debe pasar de una libra y tercio, para que el glaciar pueda descender por su peso solamente. Pues bien, la experiencia demuestra que esta fuerza (á la que él llama *unidad de repliegue*) es en realidad, por lo ménos, 45 y quizás 90 veces mayor.» Luégo un glaciar, dice, no puede bajar por su propio peso por una pendiente como la del Mar de Hielo; el hielo no se deforma con bastante facilidad. Se necesitaria que tuviese casi la consistencia de un mastic blando, que se grieta bajo una presion de libra y media á tres libras por metro cuadrado. (*Teoría del descenso de los glaciares.*)

Por consiguiente, se requiere la intervencion de otro agente, y Moseley le encuentra en la fuerza viva de la radiacion solar, que penetrando en la masa sólida del glaciar, se trasforma en movimientos moleculares, en dilataciones y contracciones sucesivas. Asimila el glaciar á una plancha de plomo colocada sobre un plano inclinado y expuesta de dia al calor del Sol y de noche á la radiacion y al enfriamiento que es su consecuencia: demuestra que esta plancha se dilata más por abajo que por arriba (á causa de la influencia de la gravedad), se contrae por arriba más que por abajo por la misma razon, y finalmente baja poco á poco por su pendiente. Con la masa del glaciar ocurre lo mismo por efecto de la penetracion y de la salida de los rayos del Sol, y de las dilataciones y contracciones que son su consecuencia. Calculando la cantidad de calor capaz de producir por su trasformacion la cantidad de trabajo que se necesita para el movimiento de un glaciar, tal como se observa por ejemplo en el Mar de Hielo, Moseley deduce 0,0635 unidad de calor por cada pulgada cuadrada de la superficie y por dia. Equivale á 61,25 unidades de trabajo, valor efectivo de la dislocacion á la altura de los Puentes. «Todo glaciar, dice, recibe probablemente una cantidad de calor mucho mayor en dias semejantes á aquellos en que se han observado los movimientos que sirven de base para estos cálculos.»

En resúmen, se ha procurado explicar el movimiento de progresion de un glaciar, haciendo intervenir varias fuerzas: ya sea la gravedad sola aplicada á la masa entera, teoría hoy desechada; ya agregando á la gravedad diferentes fuerzas moleculares: la dilatacion procedente de la congelacion del agua de filtracion ha inspirado la teoría discurrida por Charpentier, admitida y desechada despues por Agassiz y que un sabio alsaciano, M. Cárlos Grad, sostiene aún despues de modificarla: la dilatacion debida á la accion del calor, que acabamos de resumir en pocas líneas: la viscosidad ó la plasticidad, explicada por el fenómeno de la regelacion y de la sobrefusion, cuyos mantenedores son Rendu, Forbes y Tyndall.

Es probable que todas estas causas intervengan en el fenómeno; pero no es posible decir hasta qué punto, dado el estado actual de la ciencia.

V

DISTRIBUCION DE LOS GLACIARES.—LOS GLACIARES POLARES

La existencia, ó si se quiere, la formacion de un glaciar en una region montañosa, está subordinada á una serie de condiciones, orográficas las unas, meteorológicas las otras, que segun hasta el punto en que se encuentran reunidas, hacen que los glaciares sean numerosos y dilatados, raros y poco extensos, ó que no haya uno solo en la region considerada.

Para que se pueda formar un glaciar en una mole montañosa, la altitud de las cumbres de la cordillera debe ser tal que la temperatura del aire sea en ella todo el año inferior á la del hielo fundente. Esta altitud varia con la latitud ó la posicion geográfica de la region, conforme hemos dicho ya al hablar del límite de las nieves perpetuas. Este límite, que es de 4 á 5 kilómetros en el ecuador, llega al nivel del mar en las regiones inmediatas á los polos. Requiérese además que en las alturas en que caen las nieves haya espacios bastante dilatados, poco escarpados, en una palabra, circos de bastante extension para que las nieves se acumulen en ellas y formen los campos de nevazo que son los verdaderos orígenes de los rios de hielo. Si la inclinacion de los picos es mucha, las nieves se van desmoronando á medida que se forman, y resulta la caida sucesiva de aludes, pocos glaciares ó ninguno, ó simplemente lo que se llama, segun hemos dicho ántes, glaciares de las cumbres.

Esto en cuanto á las condiciones orográficas favorables para la formacion de aquellos. Pero las meteorológicas son mucho más importantes. Las nieves que caen durante el año, sobre todo en invierno, deben ser bastante abundantes para que las pérdidas procedentes de la evaporacion y de la fusion dejen un excedente de nieve en los circos en que se forma el nevazo. Este excedente anual es el que alimenta el glaciar ó compensa las pérdidas ocasionadas por la ablacion. Tyndall se hace cargo de esta condicion en su descripcion de los fenómenos que ocurren en el Mar de Hielo, diciendo: «Podemos deducir con certeza que en la meseta de la garganta del Gigante, *cae todos los años más nieve de la que se derrite.*»

La abundancia de las nevadas está sujeta al

régimen de los vientos dominantes que soplan en la comarca, y á su direccion de la cual depende el grado de humedad que en sí llevan. Hemos visto anteriormente que el límite de las nieves persistentes está más elevado en la vertiente Norte del Himalaya que en las meridionales, lo cual consiste en que estas reciben enormes cantidades de vapor de agua que se condensan en nieve, gracias á los vientos que, soplando del mar de Bengala, llevan á los flancos escarpados del mediodía de la cordillera masas de aire húmedo, cada vez más enfriado á causa de su ascension. Así es que los glaciares son más en número y mayores en esta última vertiente que en la otra. La masa de los Alpes reune todas las condiciones que acabamos de enumerar; por lo cual contiene más de mil campos de hielo, de ellos lo ménos un centenar de glaciares principales. Segun Schlagintweit, su superficie total ocupa más de 3,000 kilómemetros cuadrados, y solamente los del Monte Blanco comprenden catorce mil millones de metros cúbicos de hielo, segun resulta de los cálculos de Huber. Las condiciones de los Pirineos no son tan favorables y sus glaciares relativamente escasos. Los Cárpatos no los tienen, al paso que las montañas del Cáucaso son ricas en campos de hielo. «Sin embargo, dice Elíseo Reclus, de quien tomamos estos datos sobre la distribucion de los glaciares, los del Cáucaso no pueden compararse con los de los Alpes en cuanto á extension ni á belleza, lo cual consiste sin duda en la escasa cantidad de lluvias y nieves que cae en esta parte del antiguo continente, y de los fuertes calores estivales que allí se sienten.»

En la zona tropical los glaciares son relativamente escasos y pequeños, y únicamente á partir de los 35º de latitud Sur empieza á cubrirse de campos de hielo la inmensa cordillera de los Andes, desprovista de ellos en una longitud de 5,000 kilómetros, desde Venezuela hasta el centro de Chile. Es muy probable que, á causa de la radiacion solar y de la sequía que reina en las altas regiones de dicha cordillera, la evaporacion compense las nevadas anuales, sin dejar excedente capaz de alimentar glaciares. Sábese tambien que la abundancia de las nevadas no está en relacion con la altitud; en los Alpes nieva muy poco más arriba de los 3,500 metros, observándose el máximum á los 2,500 metros.

En la época actual, las tierras inmediatas á los polos son el verdadero dominio de los glaciares. El Spitzberg, Nueva Zembla, Groenlandia é Islandia en el hemisferio Norte están cubiertas de campos de hielo (1), casi todos los cuales desembocan en el mar, presentando en su frente moles enormes, las cuales, arrastradas por las corrientes, forman los hielos flotantes y sepultan en las aguas, juntamente con sus pocos canchales, todos los escombros acumulados en su superficie durante sus largos trayectos.

Aparte de sus dimensiones, que son gigantescas, los glaciares polares presentan las mismas particularidades que los de las zonas templadas: campos de nevazo, grietas y molinos, movimiento de progresion, etc.

Los glaciares del Spitzberg, de la Nueva Zembla y de Groenlandia son notables por sus profundas grietas, tan peligrosas para el viajero que se aventura á explorar la superficie ántes que empiece la fusion de las nieves del invierno. Entónces, lo propio que en los glaciares de los Alpes, aunque en escala mucho mayor, frágiles puentes de nieve ocultan los abismos, y esto «tan completamente, dice Nordenskiold, que el viajero puede acercarse á ellos sin sospechar que un paso más le ocasionaria una caida mortal.» Cuando se derriten las nieves, quedan á descubierto las grietas ántes ocultas por los puentes, viéndose sus paredes, cuyo color y azulados reflejos se van desvaneciendo hasta disiparse en una profundidad insondable. Fórmanse depresiones y canalizos en la superficie del glaciar recorrida por mil riachuelos torrenciales, á las veces tan anchos como verdaderos rios. Las aguas de estos torrentes van

(1) Hé aquí lo que dice acerca de los glaciares de Groenlandia el eminente geólogo M. Hebert: «En una anchura de 1,300 kilómetros de Este á Oeste y una longitud mucho mayor de Norte á Sur, ese vasto continente está sepultado bajo una masa continua y colosal de hielo permanente, por entre la cual asoman á trechos algunos picos escarpados. Esta masa avanza hácia el mar con movimiento regular, llevando en su superficie ó en su seno fragmentos de rocas desprendidas de las montañas cuyos flancos roza al pasar. Cuando llega al mar, penetra en él sin romperse, rayendo el fondo que alisa ó llena de surcos á mayores ó menores profundidades y del cual debe arrancar tambien masas arcillosas ó arenosas aglutinándolas por la congelacion. Como el hielo es más ligero que el agua, cuando se ha sumergido lo bastante para flotar, despréndense de él verdaderas montañas, que van á merced de la corriente por el mar de Baffin y avanzan poco á poco hácia el Sur, disminuyendo de volúmen por efecto de la fusion y soltando á su paso el cieno, las piedras y las rocas que llevan consigo.»

á parar á unos lagos, y en seguida se pierden por salidas subterráneas bajo bóvedas de hielo de miles de piés de espesor.

Sus lechos terminan en la orilla del mar, en el fondo de los fiordos, y su frente penetra con frecuencia en el agua sobresaliendo de su nivel á gran altura. En el verano la temperatura del agua del mar es algo superior á cero, por consiguiente derrite el hielo, y mina el glaciar por su base, hasta que la congelada y enorme masa, falta de sostén, se derrumba, desprendiéndose de ella esos inmensos fragmentos que son luégo los hielos flotantes de los mares polares.

Los canchales de estos glaciares son poco importantes y nada aparentes, lo cual consiste en que como las montañas de aquellas regiones son poco altas, permanecen envueltas entre masas de nieve y hielo; únicamente sobresalen sus crestas, y una insignificante cantidad de piedras forman los canchales laterales ó centrales. Allí no se conocen los terminales, ó por lo ménos únicamente se los podria encontrar en

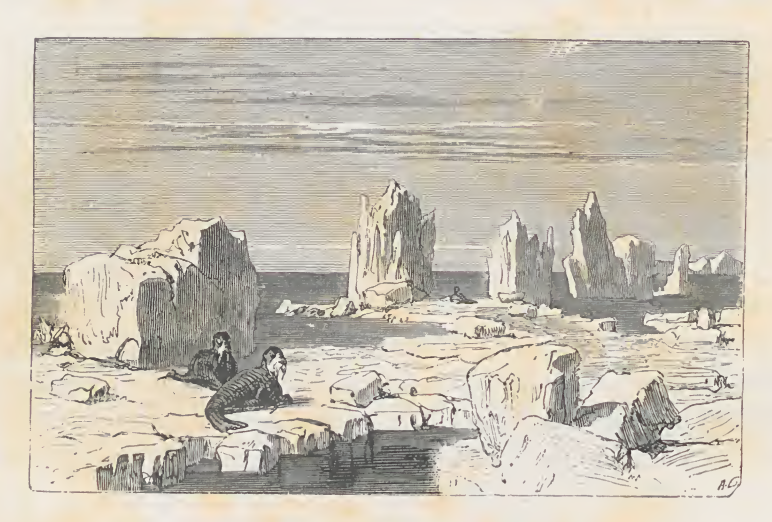


Fig. 120.—Campo de hielo en el polo

el fondo de los fiordos, por cuanto el frente del glaciar va á parar al mar. «El extremo inferior de estas corrientes de hielo, dice Nordenskiold, presenta tres formas diferentes. A veces forma el glaciar una cascada de *seracs* y entónces, resbalando con bastante rapidez su masa dislocada y deshecha, se abre un surco estrecho, de paredes escarpadas, en el que los témpanos se empujan unos á otros con formidable estruendo, y por el que pasan centenares y millares de verdaderos *icebergs* de dimensiones gigantescas; otras veces el glaciar parece una anchurosa llanura de hielo que, caminando lentamente, termina en la orilla del Océano en una escarpadura regular de la cual se desprenden de tiempo en tiempo grandes pedazos de hielo *(isblock)*, pero nunca verdaderos *icebergs* en el sentido propio de la palabra. Por último, en tercer lugar, hay glaciares de reducida dimension, cuya marcha es tan lenta, que la fusion de los hielos del borde sobreviene casi tan rápidamente como el movimiento de progresion de la masa entera; en este caso, en lugar de terminar en la playa en una pendiente escueta, presentan un declive de hielo, lleno de arena, piedras, y arcilla.»

En la época geológica actual no existen en realidad más que dos zonas glaciares en la superficie del globo terráqueo, á saber, los dos casquetes comprendidos entre los polos y los dos círculos polares, ártico y antártico. Los sistemas glaciares de los Alpes, del Cáucaso, del Himalaya, etc., no son más que islotes, á lo sumo archipiélagos, reliquias, si así podemos expresarnos, de los continentes de hielo que en otro tiempo cubrieron una buena parte de los actuales. Con respecto á este punto, hemos dado ya en el primer tomo de esta obra algunos detalles á los cuales remitimos al lector. Pero aquí insistiremos en cuanto á los testimonios que han servido para reconstruir un estado de cosas tan diferente del que caracteriza á nuestra época, limitándonos por supuesto á la parte física ó meteorológica del asunto.

VI

VESTIGIOS DE LOS GLACIARES ANTIGUOS: ROCAS ESTRIADAS Y BRUÑIDAS: CANCHALES Y CANTOS ERRÁTICOS.—AVANCE Y RETROCESO DE LOS GLACIARES.

Estudiando los movimientos de los glaciares y sus efectos se han recogido poco á poco los testimonios á que hemos aludido. Se ha dicho ántes que el espesor de la masa movible, lo que se llama la *potencia* de un glaciar, es considerable con frecuencia y puede contarse por centenares de metros; calcúlase en 400 el promedio del espesor del glaciar del Aar. Por lo tanto, la presion que semejante masa ejerce sobre el fondo peñascoso que lo soporta es enorme; el frotamiento continuo, del hielo contra la roca, repetido siglos y siglos la desgasta, nivela y alisa, en términos que, como dice C. Martins, «la tersura y bruñido de estas rocas son á menudo tan perfectos como los de los mármoles que adornan nuestros edificios.» Pero como entre la superficie inferior del glaciar y las rocas del fondo se interpone una capa de agua mezclada con guijarros y con arena más ó ménos fina, cuyos fragmentos las alisan tan bien como pudieran hacerlo los mejores polvos de esmeril, resulta que estas rocas están además surcadas de estrías rectilíneas en la direccion del movimiento ó del eje del glaciar. Es fácil cerciorarse de ello penetrando bajo las arcadas de hielo en que este termina ó en las cavernas que á veces hay en sus bordes. Aparte de esto, las rocas laterales que encajonan el lecho del glaciar están sometidas á una accion mecánica análoga y asimismo estriadas y bruñidas. Las estrías abiertas de este modo en las paredes son entónces casi horizontales, es decir paralelas á la superficie del hielo; sin embargo, á veces se aproximan á la vertical, observándose esta desviacion precisamente en los puntos en que el lecho se estrecha y en que la masa del glaciar, para atravesar esos pasos que se oponen á su movimiento, tiene á su vez que enderezarse, por decirlo así, de suerte que en definitiva las estrías son paralelas á la direccion del movimiento.

Las rocas bruñidas y estriadas por la accion mecánica de los glaciares en marcha son aquellas que tienen bastante dureza y resistencia para que no las triture la enorme presion que soportan; las otras, reducidas á tenues fragmentos, se mezclan con las aguas enlodándolas, y por esto son por lo comun fangosas las aguas de los torrentes alimentados por los glaciares. Las rocas están siempre bruñidas ó alisadas por las caras que dan al extremo superior de la masa de hielo; pues las que miran al inferior conservan sus asperezas y su forma escarpada. Los grupos de rocas así redondeadas de los antiguos glaciares presentan, vistas desde léjos, el aspecto de un rebaño de ovejas, por cuya razon se les ha dado el nombre de *rocas aborregadas* con el que se las conoce en la ciencia.

Tenemos pues un primer carácter merced al cual se puede conocer que un valle, hoy despejado, estuvo en otro tiempo invadido por un glaciar. En este caso, las rocas laterales del antiguo lecho, así como las que formaban el fondo, están bruñidas y estriadas, y la direccion comun de las estrías indica la en que se movia el antiguo rio de hielo. La existencia de rocas aborregadas ofrece un testimonio análogo de su accion, y siguiendo las huellas características de esta accion mecánica en los valles de los glaciares actuales, se puede calcular su primitiva extension. La potencia del glaciar era en lo antiguo incomparablemente mayor que hoy, y por consiguiente su longitud lo era tambien, dado que las tres dimensiones de un glaciar están en íntima y necesaria dependencia entre sí.

Hay otro carácter no ménos auténtico, ya sea de la antigua existencia de un glaciar en una region que hoy no tiene ninguno, ó ya de la mayor extension que en otro tiempo ocupaba alguno de los actuales. Este carácter consiste en los *cantos erráticos*. Dase este nombre á las rocas que han formado parte de los canchales laterales, medios ó terminales y que acarreadas por el rio de hielo, en su lenta é irresistible marcha, léjos del punto en que habian caido en su superficie, se han quedado aisladas en algun punto, cuando por circunstancias meteorológicas especiales ha desaparecido el hielo que las sustentaba. Nos valdremos de un ejemplo para demostrar que no es posible confundir las piedras de los canchales antiguos con las rocas contiguas, tomándolo del interesante y erudito estudio que C. Martins ha consagrado á las diferentes extensiones ocupadas primitivamente por el Mar de Hielo. El canchal

terminal del glaciar ocupaba en la más reciente de estas extensiones el punto en que está situada actualmente la aldea de Chamounix, construida en parte con los cantos erráticos de que este canchal estaba formado.

«¿Dónde está, se dirá, la prueba de que los cantos erráticos del canchal de Chamounix han sido depositados en él por el Mar de Hielo? ¿No seria más natural suponer que han bajado del Brevent, cuyos continuos derrumbamientos son una amenaza constante para la aldea y forman el gran delta inclinado cuyo ángulo oriental lo ocupa aquella? La respuesta es muy obvia. El Brevent es una montaña de gneis, y la casi totalidad de los pedruscos del canchal son de protogina, especie de granito característico que constituye la masa del monte Blanco y la de las crestas circunvecinas.»

Hay otra cosa que distingue los cantos erráticos depositados por los antiguos glaciares de las rocas que las aguas pudieron acarrear léjos de su punto de orígen, y que los diferencia tambien de las piedras que han estado sujetas á la accion de los glaciares; y es que han conservado las formas escabrosas, los ángulos agudos, y las cortantes aristas que tenian en la remota época en que se desprendieron de las cumbres que descuellan sobre los campos de nevazo.

Dejando ya á un lado la cuestion de la antigua extension de los glaciares, tan interesante para la historia de la Tierra, terminaremos este capítulo diciendo algo de lo que se sabe acerca de sus actuales mudanzas. Estudiando los fenómenos contemporáneos é indagando sus causas es como las más de las veces ha conseguido la ciencia descubrir las causas probables de los fenómenos anteriores, por largo que haya sido el tiempo trascurrido desde que estos acaecieron.

Cuantos observadores han estudiado en el siglo presente los glaciares de los Alpes están conformes en reconocer que sus dimensiones se hallan sujetas á cambios alternativos; que tan pronto avanzan por el valle en que termina su extremo inferior, como por el contrario retroceden abandonando su canchal frontal. Al parecer, estos fenómenos de avance y retroceso sobrevienen simultáneamente en el mismo sentido en todos los glaciares de una misma region; mas con frecuencia, á un período de progresion que dura muchos años sucede otro período opuesto ó de retroceso de no menor duracion. «En los diez años que exploro los Alpes, decia M. Grad en 1874, casi todos los glaciares están en decrecimiento, lo mismo en Suiza que en el Tirol y que en la parte de Italia. En 1868 encontré el glaciar de Rosenlaui media legua más atrás de su último canchal frontal (1); hácia la misma época, el glaciar inferior del Grindelwald se habia retirado 575 metros en línea recta desde 1855, y el superior 398. El glaciar de Viesch habia sufrido en 1869 una reduccion de 600 metros; el del Ródano de 150, y el de Gorner, al pié del monte Rosa, de unos 60. En el valle de Chamounix, el glaciar de los Bosques ha retrocedido 698 metros en el intervalo trascurrido entre junio de 1851 y el fin del verano de 1871, y el de los Bossons retrocedió tambien 596 metros en el mismo espacio de tiempo. Asimismo he notado reducciones no ménos considerables durante los tres últimos años en los glaciares de la vertiente italiana y en el Tirol.»

En cambio, en el mismo período se habia observado el avance de muchos glaciares de la propia region. Así sucedió con el del Aar, cuya progresion la calculaba Agassiz en 1845 en 800 metros, comparando su situacion con la que le asignaba un plano trazado en 1740. El glaciar de Aletsch se ensanchó en 1848 hasta el punto de arrancar de raíz y destrozar pinos seculares en muchos kilómetros de longitud, y de derruir viviendas muy antiguas.

---

(1) «En una de nuestras últimas excursiones á los Alpes berneses, nos llamó la atencion el cambio de aspecto ocurrido en Rosenlaui, en el valle angosto y poblado de árboles de Reichenbach que, por el puerto del gran Scheideck, va de Meringen al Grindelwald. El pequeño glaciar que baja hasta allí desde los flancos del Wetterhorn y que parece ser de orígen muy reciente, estaba en su marcha de avance cuando Agassiz y Desor lo visitaron hace cuarenta años. En 1850 nos presentó un espectáculo encantador: semejante á una erguida y tajada peña de cristal, avanzaba por entre verde arboleda, matorrales, helechos y flores alpinas hasta muy cerca del puentecillo situado junto á la antigua posada en que los viajeros suelen albergarse; llegábase allí sin dificultad, y penetrando bajo una bóveda azulada y trasparente que daba paso á un torrente impetuoso, se le podia recorrer á bastante profundidad. Pero cuando veinte años despues volvimos al mismo sitio, toda la parte inferior del glaciar de Rosenlaui habia desaparecido, dejando en su lugar un largo monton de fragmentos de rocas y otros escombros informes; para llegar hasta aquel punto era preciso subir á gran altura por la vertiente de la montaña, y su aspecto, visto desde allí, no ofrecia nada que recordara su primitiva belleza.» (Grad, *Estudios sobre las variaciones periódicas de los glaciares de Suiza.*)

Estos movimientos de avance y retroceso ocurren casi siempre con gran lentitud. Sin embargo, hácese mencion de un glaciar del Tirol que avanzó en doce dias 120 metros, interceptó el curso de las aguas de un valle vecino, y despues de ser causa de que se formara un lago, motivó una inundacion á consecuencia de la rotura de aquel dique temporal.

Basándose el ilustrado suizo M. Forel en las investigaciones históricas de M. Venetz, ingeniero del canton de Vaud, y en recientes observaciones, ha estudiado estos interesantes fenómenos con objeto de averiguar sus causas meteorológicas y físicas, y ha reconocido que las variaciones de los glaciares abarcan un período de años bastante grande por lo comun, de cinco, diez, veinte y más años (1); sucediendo á veces que entre el movimiento de avance y el de retroceso media un espacio de tiempo en que el glaciar permanece estacionado. Pero nunca es la variacion simplemente anual; cuando un glaciar se retira, retrocede constantemente, sin ninguna alternativa de marcha hácia adelante. Es probable que la misma ley rija el movimiento del glaciar durante su período de progresion, pero faltan datos para probar esta última continuidad. El glaciar del Ródano, que está en retirada desde 1857, no ha presentado con posterioridad á dicha época hasta 1880 ningun indicio que dé á conocer movimiento alguno de avance. Lo mismo se ha observado en el glaciar de los Bosques, de 1854 á 1878, en el de los Bossons, de 1854 á 1875, y en el de Grindelwald de 1854 á 1880. Por lo que hace al movimiento de retroceso del glaciar del Ródano, la retirada anual ha variado, en los veinticuatro años que ha durado (2), entre 25 y 70 metros.

Determinados ya perfectamente los fenómenos de retroceso y progresion de los glaciares, se ha debido averiguar su causa, y lo primero que naturalmente se ha ocurrido es atribuirla á las circunstancias meteorológicas, á las variaciones de la temperatura, del estado higrométrico del aire, de las cantidades anuales de aguas meteóricas, lluvias, nieves, etc., y á su influencia en el fenómeno de la ablacion. Las dimensiones de un glaciar en longitud, latitud y profundidad varían simultáneamente. Si las condiciones meteorológicas son tales que la fusion superficial sea abundante, la profundidad ó espesor disminuirá lo propio que la longitud, y el frente del glaciar experimentará un retroceso, y en condiciones opuestas un avance. Pero esta explicacion, que parece tan natural, está en contradiccion con la observacion. En efecto, en ese período comun y de continuo retroceso de los glaciares de Suiza que, segun acabamos de ver, ha durado un cuarto de siglo próximamente, los principales factores de que depende la ablacion y que acabamos de enumerar han sido unas veces mayores y otras menores que el promedio normal, sin que el movimiento de retirada haya sufrido alternativas. Por consiguiente, no bastan las variaciones anuales de la ablacion para explicar satisfactoriamente este movimiento.

En concepto de M. Forel, hay que apelar á otra causa, cual es la velocidad de desagüe ó curso del rio sólido, así como las variaciones que sufre esta velocidad en razon del espesor, cuando á un período de abundantes nevadas sucede otro en que estas son más escasas. Cuando disminuye la alimentacion de los campos de nevazo y por consecuencia la del glaciar, como la seccion que empieza su movimiento de descenso es menor, la velocidad de desagüe disminuirá á su vez; estará pues más tiempo expuesta á la ablacion, y esta circunstancia contribuirá tambien á reducir su espesor y por consiguiente su velocidad. Compréndese

(1) En el período de 340 años que media entre 1540 y 1880, el glaciar de Grindelwald ha experimentado una serie de retrocesos y avances periódicos, cuyas fechas, consignadas en los archivos locales, demuestran con evidencia la primera ley formulada por M. Forle. Hé aquí estas fechas:

De 1540 á 1575, gran retroceso.
De 1575 á 1602, gran avance hácia abajo.
De 1602 á 1620, estado casi inmóvil; el glaciar continúa muy avanzado.
De 1665 á 1680, período de retroceso.
En 1705, máximum de avance.
En 1720, máximum de retroceso.
En 1743, máximum de avance.
En 1748, máximum de retroceso.
De 1770 á 1778, marcha hácia adelante.
En 1819, estado de gran progresion que se renueva en 1840.
De 1855 á 1880, período de retroceso.

(2) El período de retroceso de que hacemos mérito y que parece haber durado próximamente un cuarto de siglo, ha terminado generalmente hoy; hace muchos años que los glaciares de Suiza empiezan á avanzar de nuevo, entre ellos los de los Bossons, Schalhorn, los Bosques, Trient, Zigiornove y Gietroz.

pues que estas reacciones sucesivas y recíprocas del espesor sobre la velocidad, acaben por producir en la seccion en movimiento, cuando llegue al término de su viaje, un déficit mucho mayor que el déficit primitivo, y que por lo tanto retroceda el frente del glaciar. El movimiento de retroceso persistirá miéntras dure la causa que lo ha motivado, es decir hasta la época en que las nevadas de un invierno ó de muchos inviernos consecutivos proporcionen á los campos de nevazo su provision para la alimentacion del glaciar. Si estos campos vuelven á su promedio normal sin exceder de él, al retroceso podrá suceder un estado estacionario; pero si reciben más nieve, entónces comenzará un período de progresion ó de avance, cuya explicacion se tendrá invirtiendo todos los términos de la que ha servido para dar cuenta del movimiento de retirada.

Entre la época en que empieza á obrar la causa principal de estos movimientos en uno ú otro sentido y el momento en que tiene lugar el efecto final, puede trascurrir un espacio de tiempo muy largo, toda vez que no puede ser menor que el período que necesita la nieve de los campos de nevazo para llegar hasta el frente del glaciar, y ya hemos visto anteriormente que este período puede llegar á un siglo y quizás más. En ciertos glaciares, como el del Faulhorn, este espacio de tiempo es mucho menor. Si se considera toda una region, en la que las causas meteorológicas han obrado simultáneamente en el mismo sentido, como por ejemplo los Alpes suizos, afectará á todos los glaciares un período de igual duracion de avance ó retróceso: mas para unos este período empezará ó acabará más tarde que para otros.

Esta teoría, satisfactoria por ciertos conceptos, necesita la sancion de observaciones y hechos más numerosos. Pero, admitiéndola desde luégo como verdadera, su autor M. Forel juzga que puede bastar para explicar las épocas glaciares de las últimas edades geológicas. Para esto, es preciso suponer un aumento bastante grande en la cantidad anual de las nieves, y además que este aumento haya continuado durante un período de años suficientemente largo. De aquí deben haber resultado dos efectos principales: uno directo, sobre la alimentacion de los glaciares; otro indirecto, por la reduccion del límite de las nieves persistentes. Los glaciares alimentados por nevazos más espesos debieron bajar á mayor distancia en los valles, y teniendo un aumento en todas sus dimensiones, todo un sistema de glaciares hoy separados, pero entónces soldados entre sí, debió formar un solo glaciar que cubria una comarca inmensa. Como el enfriamiento general resultante de esta extension de los campos de nevazo y de la de los glaciares fué causa de que bajara el límite de las nieves persistentes, contribuyó además á la formacion de nuevos glaciares. M. Forel considera bastante la reaccion de estos efectos uno sobre otro, «para explicar las variaciones de la época glaciar y la trasformacion de nuestro país en una especie de Groenlandia.»

Si esta hipótesis es verdadera, explica á la vez las variaciones periódicas limitadas de los glaciares actuales y las de los períodos glaciares de las edades antiguas, mucho más extraordinarias. Pero no es ménos evidente que, en cuanto á estas, no hace más que esquivar la dificultad; porque de lo que es preciso darse cuenta es de que ocurriera en las condiciones meteorológicas una mudanza capaz de producir durante un período, si no limitado, cuando ménos muy largo, una serie de veranos frios y húmedos, de inviernos apacibles y húmedos tambien, y por consiguiente, prolongadas y copiosas nevadas (1). Semejante combinacion climatológica produciria este resullado, á juicio de M. Forel. Pero lo que importaria conocer para resolver el problema planteado por los geológos es la causa de esta revolucion en las condiciones meteorológicas de nuestro planeta, y precisamente dicha causa es la que no se ha logrado descubrir todavía.

---

(1) Tengamos durante uno ó dos siglos un estado climático cuyo promedio nos dé lo que es hoy el extremo en punto á humedad, y sin necesidad de otra causa, sobrevendrá una nueva época glaciar. «Aparte de la dificultad de explicar semejante persistencia en el estado higrométrico de los continentes actuales, ¿no resulta de aquí que, al desaparecer la causa al cabo de los dos siglos que pide M. Forel, desapareceria tambien el efecto por la influencia de la vuelta de las condiciones normales, despues de otro intervalo de uno ó dos siglos? Ahora falta saber si una duracion relativamente tan corta basta para explicar los fenómenos de los períodos glaciares.

LIBRO SEGUNDO

EL CALOR INTERNO DEL GLOBO TERRAQUEO.—LOS VOLCANES.—LOS TERREMOTOS

CAPÍTULO PRIMERO

TEMPERATURA DEL SUELO Y DE LAS AGUAS

I

TEMPERATURA DE LAS CAPAS SUPERIORES DEL SUELO

Los fenómenos de física terrestre que nos proponemos describir en este Libro dependen en muy escasa parte del calor que, procedente del exterior, penetra en las capas del suelo situadas inmediatamente debajo de la superficie del globo. La mayoría de ellos, que son con mucho los más importantes, tienen por orígen ó por causa el calor interior propio del globo mismo. Así parece resultar por lo ménos del estado térmico actual de las capas más profundas accesibles á la observacion, y de las inducciones que pueden hacerse acerca de la porcion del núcleo interno en la que no es posible efectuar ninguna observacion directa. La averiguacion de la temperatura de la parte sólida de la costra terrestre ó del suelo propiamente dicho á diferentes profundidades, la de sus variaciones periódicas ó accidentales, la de la temperatura de las aguas corrientes, lacustres ó marítimas, forman el punto de partida necesario del presente estudio del calor interior del planeta, que en breve veremos cómo se manifiesta exteriormente por las erupciones de los volcanes y las sacudidas de los terremotos.

Hablemos ante todo de la temperatura de la parte sólida del globo, en las capas más inmediatas á la superficie.

Para observar y medir cómodamente esta temperatura, desde la superficie hasta escasa profundidad, por ejemplo la de un metro, se emplean termómetros de mercurio cuyos depósitos penetran en el suelo á 5, 10, 20, 30 y 100 centímetros; siendo visible exteriormente la parte graduada de los tubos en los cuales se efectúa la lectura. En razon de la dilatacion que afecta á la columna mercurial de los tubos, es necesario hacer una correccion. En el observatorio de Montsouris se pone al lado del termómetro un tubo semejante sin depósito, y las oscilaciones del mercurio en este marcan las correcciones que se han de aplicar á las indicaciones del primero.

Pero este sistema de observacion apénas seria practicable para mayores profundidades (1). En este caso está indicado el uso de termómetros eléctricos, y los señores Becquerel se han valido de ellos con muy buen resultado en sus prolongados estudios sobre la temperatura del suelo en el Jardin de Plantas de Paris, desde la superficie hasta 36 metros de profundidad. Una de las soldaduras hierro y cobre del aparato está metida en el punto de la vertical que se quiere explorar, y la otra en un tubo de vidrio lleno á medias de mercurio y situado al aire libre: un termómetro que marca hasta medio céntimo de grado tiene su depósito en este mismo tubo. Estando las dos soldaduras á temperaturas distintas, una corriente eléctrica circula por el circuito cerrado, pudiéndose conocer su intensidad por medio del galvanómetro. Tan

(1) Sin embargo, Quetelet se ha valido de termómetros de tubo largo para medir la temperatura hasta 8 metros debajo de la superficie del suelo.

luégo como las temperaturas se nivelan, la corriente se anula y la aguja del galvanómetro vuelve á situarse en el cero. La diferencia de las temperaturas puede deducirse de la intensidad de la corriente; pero se puede proceder de otro modo, ó sea equiparando la temperatura del tubo que contiene el mercurio con la de la soldadura metida en el suelo. Para ello se coloca el tubo en una probeta llena en parte de éter que se enfria por evaporacion haciendo pasar por él una corriente de aire, ó que se calienta con la mano ó con agua tibia, segun que la temperatura del aire sea más fria ó más caliente que la del terreno en que se hace el experimento. Tan luégo como la aguja de la brújula vuelve al cero, se ve la temperatura que marca el termómetro de mercurio y de este modo se tiene la de la soldadura inferior ó del suelo.

Cuando se quiere averiguar la temperatura del terreno á profundidades muy grandes como en los pozos artesianos, ofrece grandes ventajas el uso de termómetros de maxima de Walferdin. Bajando estos aparatos por el orificio de sonda, y dejándolos el tiempo suficiente para que se pongan en equilibrio de temperatura con el terreno ambiente, se tiene esta temperatura con gran exactitud. Pero es preciso dejar que trascurra algun tiempo despues de haber cesado el trabajo de perforacion, porque este trabajo desarrolla un calor extraño al que se quiere medir. Tropiézase tambien con el inconveniente de que no se puede hacer más que un corto número de observaciones aisladas, al paso que con los termómetros eléctricos es posible estudiar sin interrupcion las variaciones de la temperatura de la capa terrestre en que están metidos.

Veamos ahora cuáles son los resultados que nos da la observacion.

En primer lugar prueban que las variaciones periódicas, diurnas y mensuales de que hemos hecho mérito relativamente á la temperatura del aire y que proceden alternativamente de la accion de los rayos solares y de la radiacion terrestre, ocurren tambien en el suelo, pero sólo hasta cierta profundidad. La variacion térmica diurna es en nuestros climas casi insensible ya á un metro de profundidad, como lo prueban las cifras siguientes:

VARIACIONES MEDIAS DIURNAS DEL MES DE MAYO DE 1875, Á DIFERENTES PROFUNDIDADES EN EL PARQUE DE MONTSOURIS

Horas	Superficie	á 0m,05	á m,10	á 0m,20	á 0m,30	á 1m
6h mañana. . . .	12 ,75	13°,09	15°,18	15°,99	16°,01	13°,59
9 — . . .	20°,75	15°,11	15°,12	15°,73	15°,87	13°,61
12 — . . .	*m*25°,83	17°,45	15°,87	15°,69	15°,75	13°,64
3h tarde.. . . .	23°,66	*m*18°,53	16°,92	16°,01	15°,79	13°,66
6 — . . .	16°,90	17°,99	*m*17°,37	16°,43	15°,98	*m*13°,72
9 noche.. . . .	12°,09	16°,59	17°,14	*m*16°,71	16°,22	13°,69
12 — . . .	9°,72	15°,36	16°,53	16 ,65	*m*16°,31	13°,70

En la superficie del suelo, la diferencia entre las temperaturas extremas ha sido de 16°,11, en tanto que en el aire no llegaba á 10° en este mismo mes; luégo, á medida que se penetra en el suelo, se la ve disminuir rápidamente para bajar, á un metro de profundidad, á una pequeña fraccion de grado, 0°,13. Además, la hora del máximum termométrico *(m m m...)* no es la misma para las diferentes profundidades, sino que se retrasa cada vez más con respecto á la del máximum en la superficie del suelo, es decir, con respecto á la hora en que la radiacion solar directa produce su mayor efecto. A un metro de profundidad, el retraso es de más de un dia.

Así pues, las variaciones diurnas del calor solar se hallan interceptadas y retrasadas á la vez por la interposicion de las capas del suelo, lo cual consiste indudablemente en la imperfecta conductibilidad de los materiales que las forman. Esto es cierto relativamente á todas las temperaturas, así las más bajas como las más altas, haciéndose sentir la misma influencia en las variaciones anuales. Pero en este caso es mucho mayor la profundidad de la capa en la que dichas variaciones no se perciben ya. Acabamos de ver que en Francia el límite de las variaciones diurnas apénas excede de un metro; en Alemania es todavía de 6 á 8 decímetros menor, segun Kaemtz. Pero el límite

de las variaciones anuales está comprendido en Francia entre 20 y 30 metros, y en Alemania entre 6 y 10. Segun los cálculos de Fourier, que ha estudiado analíticamente la cuestion del calor solar en el suelo, media una relacion entre estas profundidades límites, siendo, para un mismo lugar, proporcionales á las raíces cuadradas de las duraciones de los períodos considerados. Aplicando esta fórmula á las observaciones hechas de dos siglos á esta parte en los sótanos del observatorio de Paris, á una profundidad de $27^m,6$ en la que el termómetro no podia experimentar variaciones perceptibles, resultan $1^m,40$ como profundidad á la que la variacion diurna debe desaparecer. Y en efecto, segun hemos visto ántes, á poco más de un metro es imperceptible en el suelo del parque de Montsouris, poco distante del observatorio astronómico.

La amplitud de la variacion anual de la temperatura en el suelo depende de la profundidad, lo propio que la de la variacion diurna, y va disminuyendo hasta la *capa invariable*. Por ejemplo, en Bruselas, la diferencia es de 13° á 20 centímetros debajo del suelo; de 10°,6 á un metro; de 4°,5 á 4 metros, y á 8 no es más que de 1°. Las épocas de las maxima y las minima se retrasan tambien con relacion á las épocas en que se observan estos extremos en el aire. A 8 metros de profundidad, la diferencia es tal que las estaciones están invertidas, por decirlo así, ocurriendo el máximum entre noviembre y enero, y el mínimum entre junio y julio. Además, la temperatura media anual de las diferentes capas es á corta diferencia igual á la del aire, y á menudo es un poco mayor. Se ha atribuido á esta circunstancia la florescencia de ciertos vegetales cuyas raíces penetran profundamente en el suelo, en algunos países en que la temperatura media del aire es relativamente baja. Resulta tambien de aquí que las heladas de nuestros climas no llegan á gran profundidad en el terreno. «En la época de los mayores frios de diciembre y enero, cuando el termómetro, tendido en la superficie del suelo, marcaba —15°,4, el colocado en Montsouris á 10 centímetros no bajaba de —1°,87; á 20 no pasaba de + 0°, 47, y cuatro dias despues se detenia á un metro á + 3°,70, su punto más bajo. Se necesita que haga frios muy intensos y sobre todo muy prolongados para que la helada penetre hasta $0^m,20$ ó $0^m,30$, y aún así y todo basta una capa de nieve de pocos centímetros de espesor para contener este movimiento de introduccion de la helada en la tierra.»

La naturaleza de los materiales que componen el suelo influye en las variaciones de la temperatura á diferentes profundidades y en las épocas de las maxima: de las observaciones hechas por Forbes cerca de Edimburgo, en capas homogéneas de trapp, arena y arenisca, han resultado notables diferencias por este concepto. Pero estas diferencias están sobre todo en relacion con las del aire. Se ha reconocido que, á mayor proximidad del ecuador, ménos se ha de profundizar en el suelo para encontrar la capa de la temperatura invariable. Merced á las numerosas observaciones hechas por M. Boussingault en la América tropical ha podido reconocer este sabio físico que dicha capa se encuentra en aquellos países á muy pocos decímetros debajo del suelo (1). De aquí se ha deducido un medio muy sencillo de averiguar la temperatura media anual del aire sin necesidad de una larga residencia ni de observaciones multiplicadas.

---

(1) Hé aquí lo que dice Humboldt acerca de este punto en el tomo IV de su *Cosmos:*

«Segun la teoría de la distribucion del calor, la capa en la cual no se notan ya las diferencias de temperatura durante el verano está tanto ménos distante de la superficie cuanto menor intervalo media entre el máximum y el mínimum de la temperatura anual. Esta consideracion ha inducido á mi amigo M. Boussingault á discurrir el método ingenioso y fácil de averiguar la temperatura media de las regiones tropicales con un termómetro metido en el suelo de 8 á 12 pulgadas de profundidad en un sitio abrigado. De este modo ha medido particularmente la temperatura de las comarcas comprendidas entre los 10° de latitud boreal y los 10° de latitud austral. A muy diferentes horas y hasta en distintos meses, como lo prueban los experimentos del coronel Hall junto al litoral de Choco, en Tumaco, las de Salazar en Quito y las de Boussingault en la Vega de Zupia, en Marmato y en Anserma Nuevo, en el valle del Cauca, la temperatura no ha variado dos décimas de grado, y casi no se ha encontrado diferencia entre esta temperatura y la media atmosférica en los lugares en que esta temperatura atmosférica ha sido determinada por las observaciones horarias. Lo particularmente notable es que esta identidad, comprobada con sondeos atmosféricos, si puede darse este nombre á los experimentos hechos á ménos de un pié de profundidad, no ha faltado en ninguna parte, ni en las abrasadas playas del mar del Sur, en Guayaquil y en Payta, ni en una aldea india situada en la vertiente del volcan de Puraca, á 1356 toesas ($2643^m,2$) sobre el nivel del mar, segun mis medidas barométricas. Entre la temperatura media de estos lugares, situados á tan desiguales alturas, no habia ménos de 14 grados de diferencia.»

Humboldt menciona tambien las prolongadas series de observaciones hechas en la meseta de Bogotá por el coronel Acosta, y que prueban que, en condiciones de abrigo convenientes, la temperatura subsiste invariable á muy pequeña profundidad. Estas observaciones confirman, pues, la ley formulada por Boussingault.

II

TEMPERATURA DE LAS CAPAS PROFUNDAS DEL SUELO

La existencia de una capa de temperatura invariable á escasa profundidad debajo de la superficie del suelo prueba que la accion calorífica de los rayos solares queda muy pronto detenida por falta de conductibilidad de las materias sólidas de estas capas. Los flujos de calor que penetran así, con doble periodicidad diurna y anual en el interior de la Tierra, están neutralizados por movimientos internos ó de reflujo que envian al exterior el exceso de la radiacion solar sobre la temperatura media del lugar. Segun Fourier, una parte de este exceso afluye además por un movimiento sumamente lento y uniforme de las regiones ecuatoriales hácia las polares, donde se disipa en el espacio despues de haber contribuido á suavizar la temperatura de las zonas glaciales.

El calor de las capas terrestres más profundas no tiene por orígen la radiacion del Sol, sino que es exclusivamente propio del globo mismo. En efecto, la temperatura va aumentando con la profundidad debajo de la capa invariable, miéntras que deberia seguir la ley inversa si tuviera un orígen exterior.

Sábese desde tiempo inmemorial que en las minas profundas reina una temperatura sumamente elevada; pero, como sucedia con frecuencia en otro tiempo, se procuró dar con la explicacion del fenómeno más bien que comprobarlo con medidas exactas. Unos lo atribuian al *fuego central;* otros creian que este calor era producto de ciertas acciones químicas, por ejemplo la descomposicion de las piritas (Boyle), ó de fermentaciones, etc. Las primeras observaciones termométricas datan de 1740, habiéndolas efectuado Gensanne, director de las minas de plomo de Giromagny, cerca de Belfort, el cual notó un aumento medio de 1° por 19 metros. En las salinas de Bex, de Saussure observó 1° por 37 metros.

En el siglo actual se han multiplicado estas indagaciones, todas las cuales prueban que la temperatura de las capas que forman la parte accesible de la costra terrestre va creciendo con la profundidad. Pero la ley de este crecimiento dista mucho de ser uniforme. Citemos las más importantes observaciones de esta clase.

Cordier daba en 1827 las cifras siguientes: en las minas de Littry (Calvados) el aumento de temperatura era de 1° por 19 metros; en las de Daize, de 1° por 25; en las de Carmaux (Tarn), de 1° por 36. Reich observó en las minas del Erzgebirge, en 1830-32, un aumento de 1° por 42 metros. Philips notó un aumento de calor de 1° por 32^{m},4 en un pozo de las minas de hulla de Monk-Wearmonth en Newcastle, siendo la profundidad de este pozo de 456 metros bajo el nivel del mar. En las minas del Ural es dos veces más rápida, segun Kupfer, que ha notado 1° por 20 metros de profundidad. Por el contrario, Gerhard ha visto que en Prusia era preciso penetrar á 57 metros para encontrar el mismo aumento de 1° centígrado.

Como se ve, el tipo medio varía considerablemente. A decir verdad, hay muchas causas que pueden modificar la ley, ó por lo ménos impedir que los resultados no sean perfectamente comparables. La más importante parece ser la diferencia de profundidad de las minas exploradas desde este punto de vista. Hé aquí algunos números que prueban esta influencia. Segun Fox, el tipo medio en las minas de Cornualles y del Devonshine es 1° por 15 metros hasta 100 de profundidad, y solo de 1° por 41 metros cuando esta llega á 350. Recientemente se ha notado una disminucion semejante, aunque mucho ménos rápida, en las minas de hulla de Radstock, junto á Bath. A 168 metros de profundidad, el aumento medio de temperatura fué de 1° por 26 metros; á 243, de 1° por 33; á 300, de 1° por 41 solamente. Los experimentos hechos en 1876 por M. Mohr, en un pozo de 4000 piés de profundidad, abierto en las minas de Sperenberg, cerca de Berlin, le han dado á conocer una aminoracion marcada y regular en el aumento de la temperatura con la profundidad. Pero, segun lo hace observar M. Radau en su interesante estudio *Sobre la constitucion interior de la Tierra,* las conclusiones de M. Mohr han sido controvertidas. «M. A. Boué ha hecho observar con razon que las aguas de filtracion han podido bajar considerablemente la temperatura de las aguas profundas, lo cual bastaria para explicar la aminoracion notada por M. Mohr.» Por lo demás otras observaciones efectuadas por el

profesor Everett, en la hullera de East-Manchester, dan un resultado contrario, como lo prueban las cifras siguientes: el aumento de temperatura, que era de 1° por 41 metros á 306 de profundidad, era solamente de 1° por 33 metros á 315, y de 1° por 26 á 837. Aquí la progresion es creciente.

Merced á la perforacion de pozos artesianos se ha podido comprobar fácilmente el aumento de la temperatura con la profundidad: pero ántes que se organizaran experimentos especiales con este objeto, la temperatura del agua que los surtidores naturales llevaban á la superficie, comparada con la que reinaba á la altura del suelo, bastaba para atestiguar dicho aumento. Arago daba en 1835 las cifras siguientes:

Pozos artesianos		Profundidades	Aumento de 1°
De Saint Ouen, cerca de Paris		66ᵐ	por 28ᵐ,7
De Marquette	Norte y Paso de Calais	56	— 25ᵐ,4
De Aire	Norte y Paso de Calais	63	— 21ᵐ,0
De Saint-Venant	Norte y Paso de Calais	100	— 27ᵐ,3
De Scheerness (Támesis)		110	— 22ᵐ,0
De Tours		140	— 23ᵐ,3

Walferdin, aplicando sus preciosos termómetros al estudio de esta cuestion, vió que es necesario bajar de 30 á 32 metros por término medio para obtener un aumento de 1° á partir de la capa invariable. El pozo artesiano de San Andrés (Eure) marcaba á 253 metros de profundidad una temperatura de 17°,95, miéntras que la media del mismo lugar era de 12°,2: esto representa 1° por 30ᵐ,95. Los pozos artesianos de la Escuela militar y de Grenelle en Paris han dado por resultado al mismo físico, el primero 1° por 30ᵐ,85, el segundo 1° por 31ᵐ,5. En 1857 bajó sus aparatos termométricos á dos pozos contiguos que se perforaban en el Creuzot; uno, el de Mouillelonge, tenia á 816 metros de profundidad 38°,5, y el otro, el de Torcy, 27°,22 á 554 metros. La comparacion de estos dos resultados da 11°,1 por una diferencia de profundidad igual á 262 metros; por consiguiente, es un aumento de 1° por 23ᵐ,6. Ahora bien, calculando este aumento desde la superficie del suelo hasta los 550 metros, y siendo en Torcy la temperatura media de la superficie de 9°,2, sólo resulta 1° por 30 ó 31 metros, casi la misma cifra que en Grenelle, en la Escuela militar y en Passy (1). Seria por tanto preciso deducir que, en las minas del Creuzot, la temperatura de las capas profundas, va creciendo más rápidamente á medida que la profundidad aumenta. Pero los experimentos se efectuaron en Mouillelonge algun tiempo despues de haber terminado el trabajo de perforacion (ochenta horas), al paso que en Torcy habia trascurrido mucho más tiempo desde su conclusion; siendo pues verosímil que el calor desarrollado por la percusion no se habia disipado aún en el pozo de Mouillelonge, en el momento en que se bajaron á él los termómetros, y que esta es la causa del exceso de temperatura observado.

Hé aquí los resultados obtenidos por varios observadores en cierto número de pozos artesianos célebres:

	Aumento de 1°	Profundidad
Pozo de Viena (Austria)	por 20ᵐ	»
— de Rudersdorff (Prusia)	20ᵐ	280ᵐ
— de Prégny (cerca de Ginebra)	29ᵐ,7	223
— de Neusalzwerk (Prusia)	29ᵐ,2	622
— de Mondorff (Westfalia)	29ᵐ,6	671
— de Iakutsk (Siberia)	14ᵐ,7	116
— de Neuffen (Wurtenberg)	10ᵐ,5	385

Este último pozo penetra en capas basálticas, y se atribuye el aumento rápido del calor á una accion volcánica. Pero el que le precede revela tambien un tipo de aumento considerable sin que se pueda atribuir á una influencia análoga.

Las circunstancias en que se abrió el pozo de Iakutsk son bastante interesantes para que

(1) El agua de este pozo, perforado en 1861, tenia 28° de temperatura llegando á 586 metros su profundidad ó á 558 debajo de la capa invariable, y siendo de 10°,6 la temperatura media en la superficie, resulta 1° por 30 metros.

merezcan llamar un momento nuestra atencion. Un comerciante de aquella ciudad, llamado Fedor Schergin, habia empezado en 1828 la perforacion de un pozo en el suelo congelado, con la esperanza de encontrar agua. A 50 piés ingleses de profundidad, la temperatura del pozo no pasaba, segun Erman, de —6° Reaumur, ó —7°,5 centígrados. A los 27 metros todavía no se habia encontrado agua, sino hielo. Siendo de —9°,5 la temperatura media de Iakutsk, Erman dedujo que no se encontrarian capas desheladas sino cuando se hubiera perforado lo bastante para que el aumento de temperatura fuese á lo ménos de 6° Reaumur. Refiriéndose á los experimentos anteriores y á los que habia hecho él mismo en el Ural, previó que tendria que perforar el suelo hasta 500 ó 600 piés de Francia, y en su consecuencia Schergin desistió de la empresa. Mas como el almirante Wrangel, de paso en Iakutsk, decidiera al dueño del pozo á continuar la perforacion con un interés puramente científico, se llegó hasta 116 metros de profundidad en 1837, sin que se hubiera podido atravesar la capa de hielo (1). Hé aquí las temperaturas observadas á diferentes profundidades, segun Erman y Middendorf (este último hizo observaciones seguidas en dicho pozo, en 1844):

Profundidades	Temperaturas segun Erman
15m,2	—7°,5
23m,5	—6°,9
36m,3	—5°,0
116m,5	—0°,6

Profundidades	Temperaturas segun Middendorf
2m	—11°,2
60m	— 4°,8
116m	— 3°,0

El tipo de aumento que resulta de estas cifras es muy variable con arreglo á la profundidad. Segun los resultados obtenidos por Erman tenemos, primero, 1° por 14 metros, luégo por 8m,4 y en fin por 14m,7, lo que parece indicar un aumento rápido al principio, seguido de una aminoracion. Las cifras de Middendorf dan 1° por 9m,3 á 60 metros de profundidad, y despues por 13m,9, indicando así una aminoracion en el movimiento de la temperatura.

De todo cuanto precede debe deducirse:

Que las capas profundas del globo terráqueo tienen un calor que les es propio, y cuyo orígen desconocido es interior, es decir, tiene su asiento en el núcleo central;

Que cuanto mayor es la profundidad, más aumenta la temperatura, sin que sea posible todavía decir con arreglo á qué ley. Con todo, el mayor número de observaciones reunidas hasta el presente á varias profundidades, pero que no exceden de un kilómetro, dan unos 30 metros como aquella á que debe bajarse sucesivamente para tener un aumento de 1° centígrado en la temperatura. ¿Continúa este aumento en la misma proporcion á mayores profundidades? ¿Es menor, segun se desprende de ciertas observaciones, ó por el contrario es más rápido como podria deducirse de otras? Aún no se han efectuado los experimentos necesarios para decidir sobre tan delicadas cuestiones de física del globo; por consiguiente los cálculos hechos acerca de este asunto, aunque indudablemente interesantes, son puramente hipotéticos. Admitiendo Cordier que la temperatura crece por término medio 1° por cada 25 metros, deducia forzosamente que á un centenar de kilómetros aquella excedia de muchos millares de grados, que todas las sustancias minerales conocidas estarian allí en estado de fusion, y que las lavas de las erupciones volcánicas deben ser una expansion de la masa flúida interna. Así lo sostienen los partidarios de la hipótesis segun la cual nuestro planeta, flúido en su orígen en toda su masa, se ha consolidado parcialmente de resultas de su radiacion al espacio y del consiguiente enfriamiento. La parte exterior solidificada constituye la corteza ó la costra que apénas debe tener unos cincuenta kilómetros de espesor, y será por consiguiente comparable á una cáscara de huevo. Otros,

(1) En el cuarto tomo de su *Cosmos*, hace notar Humboldt el contraste que existe entre este estado del subsuelo del Asia del Norte, caracterizado por una congelacion profunda, y la temperatura relativamente elevada que observó en las minas de las altas montañas del Perú y de México. «A más de 12,000 piés sobre el nivel del mar, dice, he notado el aire subterráneo 14° más caliente que el exterior.» Las minas de plata del Cerro de Gualgayoc, cerca de la ciudad peruana de Micuipampa, tenian 19° en el interior de las galerías, miéntras que fuera el aire estaba á 5°,7. Sin embargo, «la roca caliza, añade el ilustre viajero, estaba enteramente seca, y habia presentes unos pocos mineros.» Humboldt opina al parecer que la elevacion de la temperatura á semejantes altitudes es debida á causas puramente locales, sobre cuya naturaleza no da explicacion alguna.

sin dejar de admitir la fluidez primitiva del planeta, creen que la solidificacion ha empezado por las partes centrales, y que la parte flúida todavía en razon de su excesiva temperatura, sólo forma una escasa fraccion del volúmen total. Ciertos géologos van todavía más léjos; dicen que el globo está enteramente solidificado, y explican el fenómeno de las expansiones de lava atribuyéndolo á la existencia local de lagos subterráneos de materia flúida.

Aquí nos limitamos á consignar sucintamente tan distintas hipótesis, porque las razones alegadas en pro ó en contra no son de la incumbencia de esta obra, sino propias de la astronomía y de la geología, y no sacan de la observacion y de la experiencia más que los datos que hemos resumido en este artículo en su parte más esencial.

Sea cualquiera la causa del calor interno del globo, lo cierto es que en la actualidad influye de un modo enteramente insensible en la elevacion de la temperatura en su superficie. El aumento de un trigésimo de grado por metro, que resulta de las observaciones más concordantes, no daria segun Fourier más que un cuarto de grado centígrado para esta elevacion si el globo fuese una masa de hierro. Como la conductibilidad de las capas terrestres es mucho menor que la de dicho metal, el resultado es todavía más insignificante, pudiendo considerársele como imperceptible. El análisis matemático ha conducido además á Fourier á hacer otra deduccion, y es que el aumento actual de la temperatura interna, mucho mayor en otro tiempo, no varía ahora sino con extraordinaria lentitud; debiendo trascurrir más de treinta mil años ántes que quede reducido á la mitad de lo que es hoy.

III

TEMPERATURA DE LAS AGUAS: LAS AGUAS CORRIENTES, LOS LAGOS, LOS MANANTIALES

Es innegable la influencia de la naturaleza del suelo, de su conductibilidad y de sus poderes absorbente y reflector en la temperatura de la capa comprendidas entre la superficie y la capa de temperatura variable, y en la mayor ó menor profundidad de esta última. Lo es asimismo la influencia que las mismas condiciones variables deben ejercer en la temperatura de las capas de aire más inmediatas al suelo. Son estos otros tantos elementos importantes del clima de una region, sobre los cuales no se ha reunido aún, al ménos que sepamos, suficientes datos numéricos para poder explicar la parte que corresponde á las múltiples causas de variacion que acabamos de enumerar. Sus efectos no son ménos ciertos, como lo atestiguan los contrastes que se observan entre países que se hallan en condiciones meteorológicas y geográficas casi semejantes, pero cuyo suelo está compuesto de materiales totalmente distintos y en el que el calor radiado por el Sol produce muy diferentes efectos. Pero donde más marcados son estos contrastes es allí donde la superficie sólida cede el puesto á grandes extensiones de agua, en los océanos y los mares. En virtud de su gran capacidad para el calor, de su escasa conductibilidad y de sus demás propiedades físicas, el agua desempeña una mision capital en la meteorología terrestre, y sobre todo la de moderadora de los climas en las regiones sometidas á su influencia. De aquí la utilidad, la necesidad de saber cómo se distribuye en su masa el calor que el Sol la envia.

Ante todo diremos algunas palabras acerca de la temperatura de las aguas que circulan por la superficie de los continentes ó se acumulan en ella: aguas corrientes, rios, arroyos y lagos, y luégo de las que penetran en el interior del suelo ó brotan de él en estado de manantiales. En seguida hablaremos de la temperatura de los océanos y de los mares.

Segun las observaciones hechas por Grad en las aguas de un rio torrencial de los Vosgos, el Fecht, que despues de 48 kilómetros de curso desemboca en el Ill, y segun las de Bertin en este último rio y en el Rhin junto á Strasburgo, hay lugar á deducir que el agua de estos rios sufre menores variaciones que las del aire en el curso del año (1). Se calienta y se enfria con ménos rapidez, de suerte que las épocas de

(1) Hé aquí algunas cifras tomadas de las observaciones de las aguas del Fecht por M. Grad, durante el año meteorológico de 1866-67:

	Máximum	Mínimum	Promedio	Temperatura del aire
Invierno. . .	9°,6	−0°,2	4°,7	2°,1
Primavera. .	21°,5	4°,7	10°,1	11°,3
Verano. . . .	23°,5	9°,8	16°,3	21°,3
Otoño.. . . .	18°,6	3°,2	10°,9	10°,5
Año.	23°,5	−0°,2	10°,5	11°,3

las maxima y minima de temperatura se presentan despues de las maxima y minima de la del aire en los mismos puntos. La amplitud de las oscilaciones es tambien menor; con respecto al agua, son mayores en verano que en invierno, y tambien cuando el cielo está despejado que si está nublado, y disminuye á medida que el caudal de agua aumenta. Finalmente, las lluvias que, segun Grad, bajan la temperatura de las aguas corrientes en verano, la elevan en invierno. En cuanto al promedio anual, es algo mayor en el Ill y en el Rhin que la del aire (1° en el primer caso y 0°,4 en el segundo). Estos resultados de la observacion concuerdan con lo que se podia prever basándose en las propiedades físicas del agua comparadas con las del aire. Sin embargo, seria prematuro generalizarlos, áun limitándose á considerar las aguas corrientes de la zona templada.

En uno de los capítulos anteriores hemos visto las circunstancias que preceden á la formacion del hielo en las aguas corrientes, y cómo los témpanos acarreados por ellas en la época de los grandes frios tienen su principal orígen en el lecho, en donde la velocidad de la corriente es menor, y cómo su contacto con el suelo congelado produce un descenso de temperatura bastante grande para que el agua se solidifique.

Por lo que á los lagos atañe, sabemos que si son de suficiente profundidad, el agua conserva en el fondo la temperatura constante de su máximum de densidad, ó sea unos 4° centígrados. En invierno, cuando la temperatura exterior es suficientemente baja, las capas superficiales se congelan y la temperatura va creciendo desde una capa inmediata á la superficie, en la que es de 0°, hasta el fondo. Durante la estacion calurosa, la presion es inversa, siempre en virtud de la misma ley que exige que las capas de agua se estratifiquen de arriba á abajo, siguiendo el órden de sus densidades decrecientes. En los lagos de menor profundidad, las capas en contacto con el lecho se encuentran á 2° ó 3° sobre cero.

Todas las aguas que circulan en la superficie del globo, arroyos y torrentes, riachuelos y rios, todas cuantas penetran en la costra sólida á mayores ó menores profundidades, y que despues de un curso de longitud variable, las más de las veces desconocida, brotan en forman de manantiales, tienen un mismo orígen, la atmósfera, las nubes, es decir, las lluvias ó las nieves.

Cuando ocurre una caida de aguas meteóricas, una pequeña parte de ellas penetra ó mejor dicho empapa el suelo; otra parte se evapora, y la mayor cantidad corre por la superficie, y por millares de ramificaciones forma los torrentes y los rios, ó bien penetra por las grietas y hendiduras del suelo (1), por el interior mismo de las capas más ó ménos porosas que bajan á encontrar terrenos impermeables en los que el agua forma lechos de cierta extension. Hay tambien verdaderas corrientes de agua subterráneas que, despues de un curso, muy largo á veces, se reunen, ya con las aguas corrientes de la cuenca á que pertenecen, ó ya con el mismo mar.

Desde el punto de vista que aquí nos ocupa, que es el de su temperatura, pueden dividirse los *manantiales* en dos especies distintas: los *frios*, cuya temperatura es generalmente inferior á la del aire en el punto en que brotan; y que son aquellos cuyas aguas han penetrado en el suelo á una profundidad bastante escasa; ó que, procedentes de la fusion de las nieves en los países montañosos, han conservado debajo de tierra la baja temperatura de su punto de orígen; y los manantiales *termales* ó calientes, que, por el contrario, son aquellos cuyas aguas han penetrado en las aguas profundas, debajo de la capa de temperatura invariable. Tales son los manantiales *artesianos*, si por tal nombre entendemos aquellos cuyas aguas, despues de bajar á lo largo de las capas inclinadas, remontan á la superficie por efecto de la igualdad de presion; sin embargo, ciertas fuentes termales deben su elevada temperatura á la proximidad en que están de regiones volcánicas, más bien

(1) Las aguas llovedizas quedan absorbidas con más rapidez en las montañas que han sufrido dislocaciones en varios sentidos. Así sucede en la cordillera del Jura, como lo demostraba Chacornac en su estudio *Sobre las temperaturas de las fuentes que brotan en talud escarpado.* «Lo primero que se nota al recorrer estas montañas es la extraordinaria avidez con que su suelo absorbe el agua. Así es que despues de algunas horas de lluvias prolongandas y áun de aguaceros diluviales, no queda vestigio de agua en las mesetas, ni por lo general en los caminos; en cambio, por todas partes brotan manantiales en los declives del terreno, en las fallas de mayor pendiente y en las grandes depresiones de los innumerables repliegues del terreno, en donde la oolita media especialmente ha quedado sobre el nivel de los valles. Por otra parte, esa red de cadenas de montañas, empotradas unas en otras, dan á cierto número de valles jurásicos la forma de cuencas enteramente cerradas en las que se reunen las aguas.»



Fig. 121.—Manantiales termales en el valle de Marcapata (Perú)

que á la profundidad de las capas alcanzadas por sus aguas.

Los manantiales de escaso caudal y que proceden de poca profundidad tienen una temperatura más variable en el trascurso del año que aquellos cuyo caudal, casi constante, es considerable, y cuyas aguas, ántes de salir á la superficie, han recorrido un largo trayecto subterráneo. La temperatura de estos últimos es casi invariable, habiéndose creido largo tiempo que era la misma que la media anual del lugar en que brotan; pero, segun las observaciones de gran número de meteorologistas, no existe semejante identidad: las aguas de ciertos manantiales son más frias que el aire, y en cambio las de otros son más calientes, diferencias que dependen de las condiciones climatológicas de cada region y del modo cómo los manantiales se forman. Hé aquí la explicacion que de esto ha dado Buch:

«Si no lloviera nunca, el suelo tendria la temperatura media del aire á cierta profundidad; si cayese todos los meses la misma cantidad de lluvia, y suponiendo que esta estuviese á la temperatura del aire, el promedio de la de los manantiales seria igual al del aire. Así sucede en Inglaterra, en donde llueve en verano tanto como en invierno. Pero en los países en que las lluvias de verano son más abundantes que las de invierno, la temperatura media del agua que cae es superior á la del aire, hallándose los manantiales en el mismo caso. Por esto son los manantiales, en Alemania y en Suecia, muchos grados más calientes que el promedio anual. Lo contrario sucede en los países en que llueve mucho en invierno, como en Noruega y en Italia. En las regiones tropicales, la temperatura baja rápidamente al principio de la estacion de las lluvias; pero en las localidades en que llueve á intervalos durante todo el año, hay identidad entre el calor de los manantiales y el del aire.»

En los países montañosos donde nieva mucho en invierno, los manantiales están frios en verano, lo cual consiste en la baja temperatura que tiene el agua de fusion al penetrar en las grietas internas del suelo, cuyas paredes enfriadas y poco conductoras no pueden recobrar durante el verano el calor que han perdido en la primavera. Segun M. Fournet, hay otra causa que contribuye á mantener esta temperatura de las aguas de manantial á un nivel más bajo que el aire exterior, y es que los canales por los que circulan tienen sus paredes constantemente enfriadas por el aire que se introduce en ellos juntamente con el agua y cuya corriente produce una evaporacion rápida y constante.

Una particularidad notable se nota en la temperatura de ciertos manantiales frios y es, aparte de su marcada inferioridad sobre la del aire exterior, la poca variacion que sufre cuando el caudal pasa del máximum al mínimum. En el trabajo que hemos mencionado anteriormente, cita Chacornac como ejemplo el manantial de la Serrière en las cercanías de Neuchatel (Jura suizo). Este manantial ha tenido desde el 11 de junio de 1864 al 9 de agosto del mismo año, dos crecidas importantes para disminuir notablemente de caudal, sin que su temperatura variara más de un grado y medio (7°,7 á 9°,2). Durante este tiempo, la temperatura del aire al pié del manantial oscilaba entre 12°,5 y 23°,8, variando así 11°,3, esto es, en una proporcion siete veces mayor que el agua del manantial.

La temperatura de las fuentes termales artesianas es casi la de las capas profundas del terreno en que brotan, de suerte que se puede calcular aproximadamente la distancia vertical desde su punto de orígen hasta el suelo, multiplicando esta temperatura por un número comprendido entre 25 y 35 metros. Al tipo medio de 30 metros de profundidad por 1°, las aguas termales de Bath deben proceder de una capa subterránea de unos 1500 metros de profundidad, puesto que su temperatura es de 48°,9; las de Bagnères de Luchon que están á 50°, indican poco más ó ménos la misma profundidad; las de Plombières (65°), las de Aguas-Calientes (81°), y las de Trincheras en Venezuela, que tienen á corta diferencia la temperatura del agua hirviendo (97°), deben brotar respectivamente de puntos subterráneos situados á distancias verticales de 1650, 2400 y 2900 metros. Repetimos, sin embargo, que estos cálculos que suponen una proporcion constante en el tipo de aumento de temperatura de las capas subterráneas, son enteramente hipotéticos, por cuanto ya hemos visto que el aumento en cuestion varía con las localidades.

En las regiones volcánicas, son frecuentes

los manantiales de temperatura muy elevada. Citemos algunos ejemplos.

El valle del Firehole, situado en medio de esa maravillosa comarca en donde los americanos han reservado un dilatado espacio al que han dado el nombre de *Parque nacional de los Estados Unidos*, abunda en manantiales termales y en géiseres que indican una actividad volcánica en sus postrimerías. Por todas partes brotan chorros de vapor y agua hirviendo del seno de una multitud de cráteres cuyos diámetros varían entre 2 y 12 piés (60 centímetros á 3^{m},60). En el artículo que dedicaremos á los géiseres nos ocuparemos de la intermitencia de

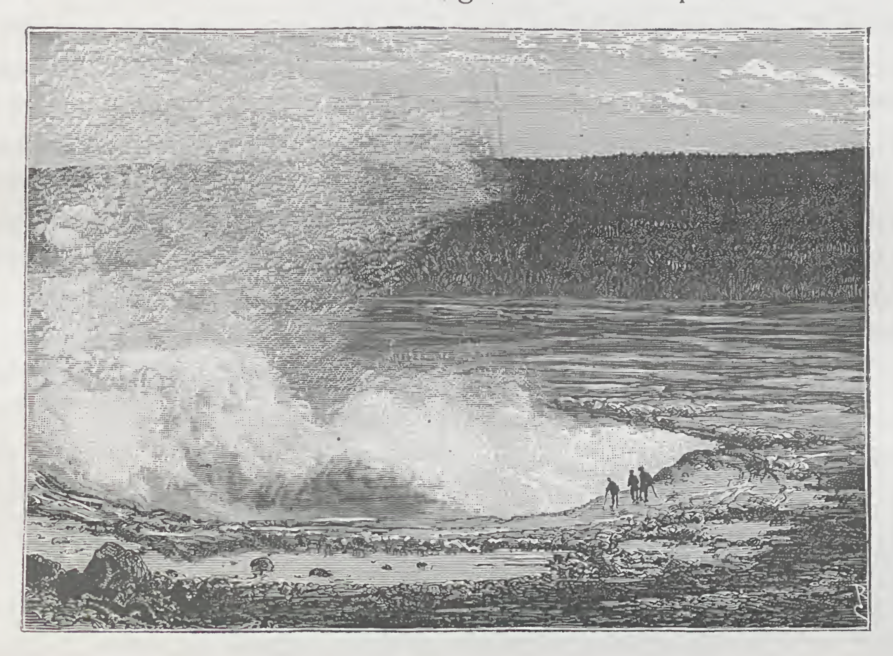


Fig. 122.—Manantial de agua termal del valle de Firehole

estos chorros; aquí solamente consideramos la temperatura elevada de dichos manantiales. Por dicho valle corre un rio que ha recibido, como el valle, el nombre de Firehole *(abismo de fuego)*, y junto á sus bordes pantanosos descuellan cráteres en parte sumergidos. El agua que contienen brota de ellos á borbotones, denotando todo, en los fenómenos extraordinarios que presenta esta comarca, una actividad volcánica especial.

Las fuentes termales del valle de Marcapata deberán probablemente su elevada temperatura á su proximidad á los Andes, cuyo carácter volcánico se manifiesta, como es sabido, por tan marcados fenómenos. Hé aquí la descripcion que de ellos hace P. Marcoy, el infatigable explorador de los valles de las Quinas:

«Figúrese el lector una superficie horizontal á manera de plataforma, de unos veinte metros cuadrados, apoyada por una parte en la montaña, á la que sirve de escalon, y cortada á pico en las demás. Esta plataforma presentaba veintitres aberturas, por las cuales lanzábanse chorros de agua hirviente, cuya altura variaba de tres á ocho piés; en cada orificio veíase una especie de abultado reborde formado por la aglomeracion de materias sulfurosas, que les habian comunicado la forma de un cono; y como su elevacion era de unas diez y ocho pulgadas, parecian exactamente géiseres en miniatura. El color de la piedra en los sitios en que estaba en contacto con el agua era un bonito amarillo, con vetas y dibujos azulados, semejantes á las arborizaciones de ciertas ágatas; y las partes de la roca más distantes del manantial, de un precioso tinte rojo, estaban cubiertas, en algunos sitios, de musgo de un verde esmeralda. Una espesura de salvias, de espinas y de fucsias se extendia por toda la plataforma, á pesar de los chorros de agua hirviendo que la bañaban por todas partes, y algunos tallos pendian al rededor de la roca formando como una cabellera.»

Vese, en resúmen, que las aguas que circulan por la superficie del globo ó que penetran en el interior de su corteza, indican por su temperatura dos distintos focos de calor. Las unas no han experimentado en su curso más que la influencia del calor exterior, de las condiciones atmosféricas ó meteorológicas; las otras revelan

por su temperatura elevada en demasía otra influencia, la del calor propio del globo mismo y que procede de sus capas profundas, de su núcleo. En proporcion de su abundancia en los puntos del globo regados por ellas, unas y otras ejercen cierta reaccion en el clima de estos puntos. Mas como en definitiva no forman sino una reducidísima parte de las masas líquidas en la superficie de la tierra, la susodicha reaccion no pasa de límites bastante restringidos. No sucede otro tanto con las aguas de los océanos y de los mares, que por su inmensa extension y enorme profundidad están llamados á desempeñar tan importante cometido en la sucesion de los fenómenos meteorológicos. Veamos pues lo que se sabe acerca de su temperatura.

IV

TEMPERATURA DE LAS AGUAS DEL MAR.—INSTRUMENTOS DE OBSERVACION

Cuando se trata de averiguar la temperatura del agua del mar en su superficie ó á escasas profundidades, bastan los instrumentos ordinarios. Bájase desde la cubierta de un buque una cubeta que se agita algun tiempo en el agua á fin de que adquiera su temperatura; se la llena de líquido á unos 30 centímetros de la superficie, se la sube en seguida y se mide la temperatura del agua contenida en ella introduciendo un termómetro.

Cuando la capa líquida cuya temperatura se desea conocer está á poca profundidad debajo de la superficie, se recurre para sacarla á un medio tan sencillo como rápido. El aparato de que entónces se hace uso es un cilindro metálico, que en cada uno de sus dos fondos lleva una válvula que se abre de abajo á arriba. Dejando que el cilindro baje verticalmente y se hunda en el mar por su propio peso, la presion del líquido abre las dos válvulas y el agua pasa libremente al través de ellas hasta el momento en que se conoce por la longitud de la cuerda desenrollada que el cilindro ha penetrado hasta la profundidad requerida; entónces se cierran las válvulas, y así continúan miéntras se sube el aparato, el cual lleva en su interior el agua sacada del punto más bajo. Metiendo entónces un termómetro en el cilindro, se conoce la temperatura buscada. Fácilmente se comprenderá que si la profundidad fuese bastante considerable para que el cilindro encontrara en su movimiento de ascension capas de muy diferente temperatura, la del agua que contiene tendria tiempo de variar al ponerse en contacto con ellas, y no se lograria el objeto apetecido.

Para obviar este inconveniente ha habido que adoptar aparatos termométricos que al cobrar la temperatura de las aguas profundas conservan la huella de aquellas á que han estado sometidos, es decir, termómetros de maxima y de minima; pero ántes de describir algunas de las disposiciones especiales dadas á estos aparatos, conviene insistir en las dificultades que presenta el problema que se ha de resolver. Una de estas es inherente á la profundidad misma, y dimana de la presion que el agua ejerce contra las paredes del depósito del instrumento, cualquiera que éste sea. A 500 brazas de profundidad, esta presion es ya de 90 atmósferas, ó sea de 90 á 95 kilógramos por centímetro cuadrado, segun la temperatura. A 3,000 brazas (5,500 metros), profundidad á que ha llegado la sonda y áun ha pasado de ella, la presion alcanza el enorme valor de 540 atmósferas. Aun cuando las cubiertas de vidrio de los termómetros no resultaran aplastadas, rotas por presiones tan grandes que crecen gradualmente á medida que va bajando la sonda, está claro que cederian, y comprimiendo el mercurio, le harian marcar en la escala un número de grados cuyo orígen no seria por cierto el de la elevacion de la temperatura (1).

Se evita esta dificultad resguardando los termómetros con una cubierta bastante recia. Cuando Walferdin practicó en 1586 sus investigaciones térmicas en el fondo de los pozos del Creuzot, metió sus termómetros de desagüe en tubos de cristal de dos á dos y medio milímetros

---

(1) «Esta causa de error, dice M. Wyville Thomson, no siempre produce idénticos efectos, por cuanto el grado de presion que sufre el depósito depende de su forma, del espesor y de la calidad del cristal de que está hecho. Así es que la diferencia de los buenos termómetros construidos con arreglo al modelo de la Oficina hidrográfica varía de 7° C. á 10°,5 C. á una presion de 6817 libras por pulgada cuadrada, la cual representa una profundidad de 2,500 brazas.» (*Los abismos del mar.*) Aunque, estudiando el fenómeno, sea posible deducir de él la correccion que se haya de hacer en las indicaciones de los instrumentos no resguardados, los experimentos efectuados en 1868 á bordo del *Lightning* por el sabio que acabamos de mencionar, probaron que no se puede contar con la exactitud de dichos instrumentos, pues algunos de ellos funcionaron con mucha irregularidad á algunos centenares de brazas y muchos cedieron á la presion.

de grueso, cerrados á la lámpara, de modo que pudieron resistir una presion de más de 81 atmósferas. Solamente se rompió un tubo de los diez y ocho empleados.

Los termómetros anotadores de Six, perfeccionados por el doctor W. A. Miller y construidos por M. Casella, tienen su depósito metido en una envolvente exterior de cristal casi enteramente llena de alcohol; ántes de soldarla, se ha dejado penetrar en ella solamente una burbuja de aire y de vapor de alcohol, la cual, cediendo á la presion exterior, basta para resguardar el depósito termométrico. Véase en qué consiste este aparato, representado en la fig. 123. Es un tubo en U, cuya parte encorvada contiene una columna de mercurio: uno de sus brazos remata en un grueso depósito cilíndrico de una mezcla de creosota y de agua; el otro brazo contiene una corta cantidad del mismo líquido, y termina en una ampolla llena de los vapores del líquido y de aire comprimido. En cada extremidad del mercurio descansan dos pequeños indicadores de acero rodeados de un cabello que hace las veces de resorte; estos son los flotadores que marcan, el uno la temperatura máximum á un lado del depósito, y el otro la mínimum á un lado de la ampolla. En el momento de hacer uso del termómetro se ponen los dos indicadores en contacto con el mercurio por medio de un fuerte iman.

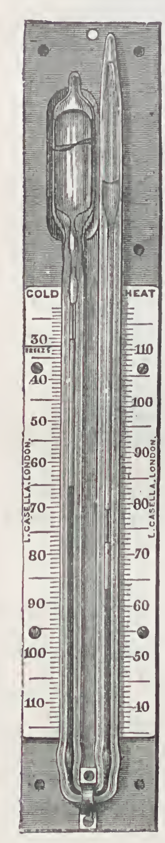


Fig. 123. — Termómetro anotador de Six, modificado por Miller y Casella

Ya se trate de termómetros de maxima y de minima ó de cualquier otro instrumento, siempre es posible preservar los depósitos de los efectos de la presion valiéndose de los procedimientos que acabamos de describir ó de otros análogos, quedando así fácilmente allanada esta primera dificultad de la averiguacion de la temperatura de las grandes profundidades. Pero se presenta otra que es inherente al empleo de los termómetros de maxima y de minima. Cuando se saca este instrumento á la superficie y se lee el grado más bajo y el más alto que marca, se ignora en qué punto de la vertical ha estado sometido á uno ú otro de estos extremos de temperatura. Para aclarar esta duda, seria menester tener la seguridad de que la temperatura va bajando ó subiendo de un modo continuo desde la superficie hasta el fondo alcanzado por la sonda. Verdad es que el primer caso es el que ocurre con más frecuencia; pero se le ignora *à priori*, por cuanto se trata precisamente de encontrar experimentalmente la ley de esta variacion. En tal caso, no queda otro recurso sino proceder por series de sondeos. Hé aquí, segun Wyville Thomson, cómo se procede en una ó en otra hipótesis:

«Para efectuar sondeos de temperatura á grandes profundidades, se atan dos ó varios termómetros Miller-Casella á la cuerda de la sonda, á corta distancia unos de otros, y á pocos piés solamente de la anilla de sujecion de una sonda cuyo peso se haya de quedar en el fondo. Bájase con rapidez el instrumento, y se dejan trascurrir de cinco á diez minutos despues de haberse desprendido á causa de su contacto con el fondo, ántes de subir los termómetros; y áun bastan pocos instantes para que estos marquen el verdadero grado de temperatura. Para hacer sondeos por series, es decir, para averiguar la temperatura que reina á diferentes intervalos de profundidad, se desenrolla la cantidad de cuerda necesaria para cada observacion, y á cada una de estas se remonta todo el aparato. Esta operacion es larga y prolija: una sola serie de sondeos practicada en el golfo de Vizcaya, en donde habia 850 brazas de profundidad, y en que anotamos la temperatura á cada 50 brazas, nos ocupó todo un dia.» *(Los abismos del mar.)*

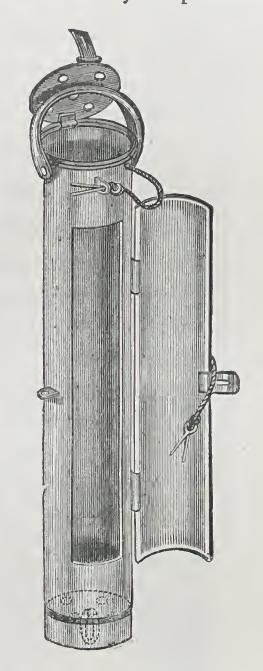


Fig. 124. — Linterna de bronce para resguardar el termómetro Miller-Casella

Posteriormente se han multiplicado las expediciones científicas organizadas para explorar las profundidades del océano, y á fin de obviar las dificultades que acabamos de indicar se han

tenido que inventar aparatos merced á los cuales se pudiera conocer la temperutura á cualquier profundidad sin incertidumbre, lo cual se ha conseguido de varios modos.

En lugar de termómetros de maxima y minima se usa uno comun, pero con el tubo estrangulado un poco más arriba del depósito. Gracias á esta disposicion, discurrida por Negretti y Zambra, con objeto de obtener un termómetro de maxima, se puede separar en un momento dado la columna de mercurio que ha pasado del punto de estrangulacion de la que está al lado del depósito. Para ello basta imprimir una brusca oscilacion al instrumento cuando se supone que ha adquirido la temperatura del medio ambiente, de modo que el depósito que estaba abajo quede arriba. Efectúase la separacion de las dos partes del mercurio y la columna que pasa del punto de estrangulacion cae en el extremo inferior del tubo. Este extremo, que está encorvado en U en los termómetros Negretti y Zambra y que es rectilíneo en los instrumentos adoptados por Milne-Edwards (expedicion del *Talisman*), está convenientemente graduado. No hay para qué decir que el termómetro está resguardado de los efectos de la presion por una doble y sólida cubierta de vidrio.

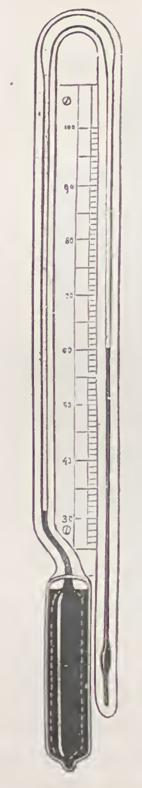


Fig. 125.—Termómetro Negretti y Zambra

Digamos ahora una palabra acerca de los medios empleados para conseguir la oscilacion del aparato y la inversion ó vuelco del tubo barométrico.

Los señores Negretti y Zambra adoptaron primeramente el sistema representado en la figura 126. El marco en que está fijo el termómetro puede girar alrededor de un eje que pasa por su centro de figura y hacer una revolucion en su plano, en el interior de una especie de jaula metálica. En la parte inferior de esta hay una hélice cuyo eje vertical lleva una rueda dentada unida al eje de rotacion del termómetro por medio de un piñon al que comunica su movimiento. Cuando el instrumento, sumergido en el agua, efectúa su descenso, la hélice gira en un sentido calculado de modo que se desengrane el piñon de comunicacion con el termómetro; pero tan luégo como se sube el aparato, la hélice emprende su movimiento en sentido opuesto, hace que engrane el piñon y se efectúa la rotacion del termómetro.

Esta clase de aparatos, además de tener el inconveniente que ofrece su mecanismo algo complicado y costoso, adolecen del de no funcionar siempre en el momento requerido. Por esto sin duda han ideado los inventores otro modo de inversion mucho más sencillo, que se comprende fácilmente examinando la fig. 127. El termómetro, de tubo recto y algo más estrecho sobre el depósito como los anteriores, está sujeto á un marco de madera provisto de un doble fondo en toda su longitud. En este fondo hay cierta cantidad de perdigones para servir de lastre al aparato, y tal, que el conjunto tenga el mismo peso que el agua de mar desalojada. Este marco está sujeto con un cordel á la cuerda de la sonda un poco más arriba de la plomada. Miéntras la sonda baja, la resistencia que el agua opone al movimiento del aparato, obliga á este á mantenerse en una posicion casi vertical, con el depósito hácia abajo. Al llegar al fondo ó á la profundidad requerida, el termómetro conserva esta posicion; se le deja en ella unos cuantos minutos de modo que tenga tiempo de adquirir la temperatura del agua ambiente, y luégo se le sube. El movimiento de ascension hace que el aparato dé media vuelta quedando el depósito arriba. El mercurio se separa en el punto de estrangulacion, baja á la parte inferior del tubo, donde se queda si se tiene cuidado de no interrumpir el movimiento de ascension hasta que el aparato esté fuera del agua. El termómetro está resguardado de la presion por una cubierta; desgraciadamente no

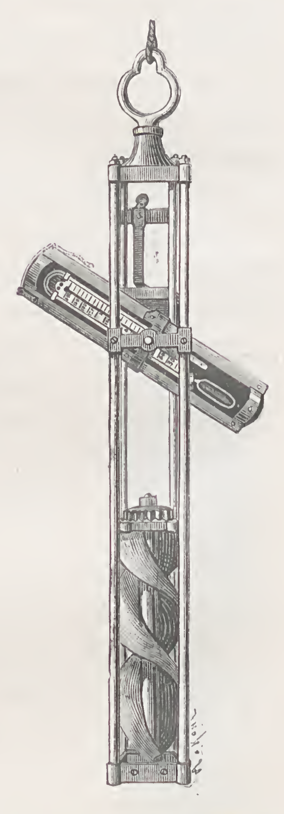


Fig. 126. — Termómetro Negretti y Zambra. Mecanismo de inversion

lo está tambien la tabilla, que se impregna de agua por efecto de aquella y no puede flotar más allá de cierta profundidad (segun Mohn, tan sólo 200 metros).

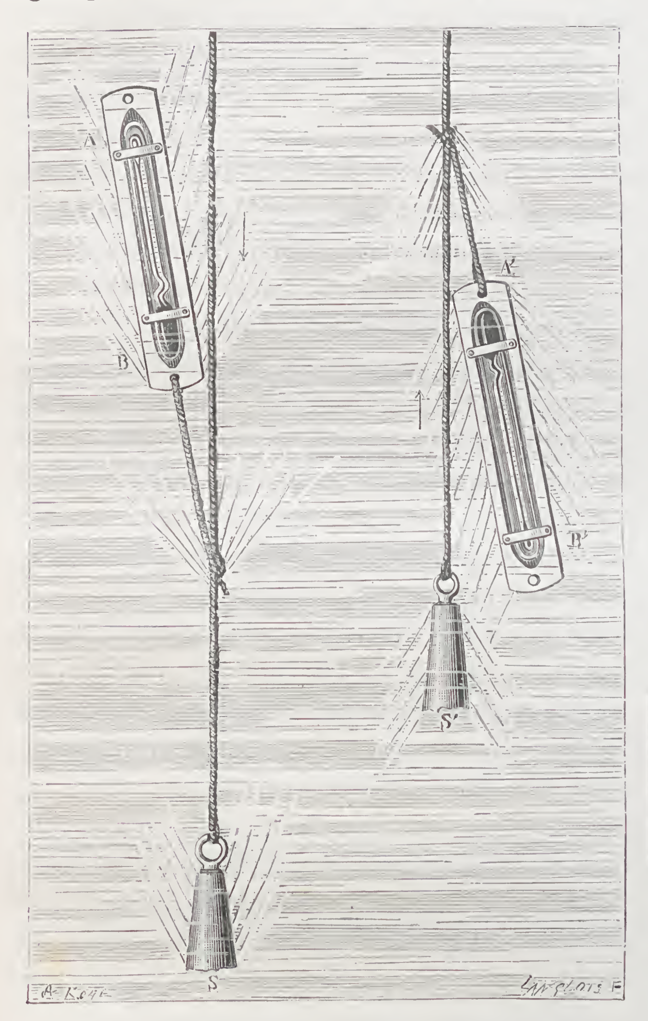


Fig. 127.—Termómetro sondador de Negretti y Zambra

En la reciente expedicion del *Talisman* ha discurrido A. Milne-Edwards un medio muy sencillo para que el termómetro dé la media vuelta así que el plomo de la sonda ha llegado al fondo. Miéntras dura la bajada de la cuerda, el aparato, fijo como se ve en la fig. 128 á un marco metálico, conserva su posicion vertical con el depósito hácia abajo, mantenido en ella por un gancho *ab*, cuyo brazo en forma de palanca tiene su extremo unido á los pesos de recarga del sondador con un cordel de cáñamo. Cuando la sonda toca el fondo del mar, estos pesos se desprenden, caen y tiran del cordel, haciendo que se levante el gancho que sujetaba la parte inferior del tubo metálico en que está el termómetro. Una vez libre este tubo, cede á la accion de un muelle que le hace oscilar, de modo que el depósito del termómetro pasa á ocupar la parte superior del marco, y conserva esta posicion hasta que se ha subido del todo el hilo de la sonda. Segun M. Fihol, estos aparatos han funcionado así perfectamente; pero, como se ve, no se puede tomar con ellos más que la temperatura del fondo mismo del océano, por cuanto el mecanismo no funciona sino cuando la sonda ha llegado á este fondo.

V

TEMPERATURA DE LOS MARES: RESULTADOS DE LAS OBSERVACIONES

Entre los primeros observadores de las temperaturas submarinas debemos hacer mencion de John Ross, que en su viaje á los mares árticos efectuado en 1818, hizo una serie importante de medidas á profundidades variables y hasta á 1,000 brazas, mereciendo citarse algunos de los resultados obtenidos. El 1.º de setiembre, á los 73°37′ de latitud y 77°25′ de longitud O, siendo de 1°,3 la temperatura de la superficie, bajaba á 0° á 80 brazas y á 1°,4 bajo cero á 250. El 6 del propio mes, en un punto situado 1° más al Sur, un sondeo por series, es decir, un

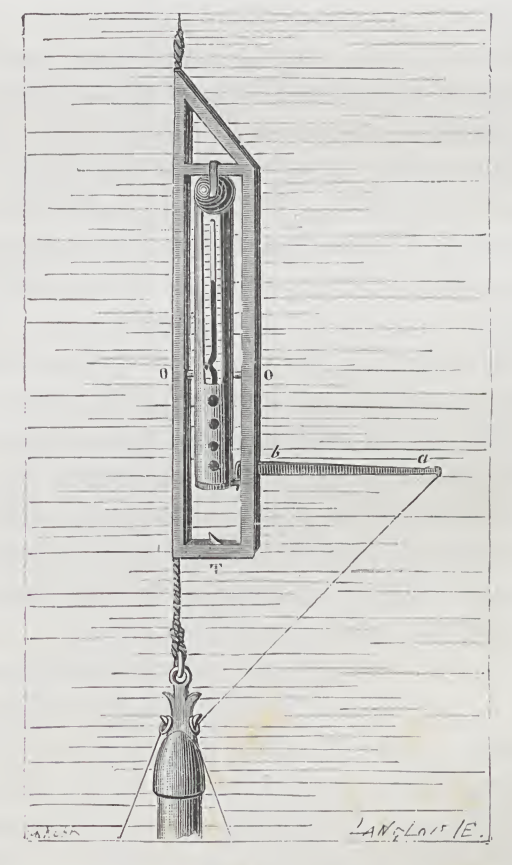


Fig. 128.—Termómetro sondador de báscula, de la expedicion del *Talisman*

sondeo que daba la temperatura á profundidades crecientes, dió por resultado un decrecimiento gradual hasta 1,000 brazas, en donde se halló la temperatura á 3°,6 bajo cero. Igual resultado se obtuvo el 19 de setiembre, á los 66°50′ de latitud y 60°30′ de longitud O.; sólo que á las 660 brazas se llegaba ya á la temperatura de —3°,6. Por último, el 4 de octubre, á los 61°41′ de latitud N. y 62°16′ de longitud O., sir John Ross hizo un sondeo hasta 950 brazas, pero sin encontrar fondo: á dicha profundidad la temperatura era de 2° sobre cero; en la superficie el agua del mar estaba á 4°, al paso que el aire no pasaba de 2°,7. Tan singular elevacion de la temperatura del agua, mayor que la del aire y que subsistia á 1,800 metros de profundidad, denotaba que en aquel punto habia una corriente de agua caliente; y en efecto, hoy se sabe que el estrecho de Davis recibe á bastante distancia un efluvio del Gulf-Stream, que llega hasta el fondo del mar de Baffin. Lo que da gran importancia á las observaciones ya antiguas de sir John Ross, es que parece cierto que se han medido las temperaturas con instrumentos que ofrecian garantías de exactitud.

Veinte años despues, en 1838 y 1839, Bravais, C. Martins y Pottier hicieron más de trescientas observaciones de temperatura en los mares árticos. Hé aquí los resultados principales de tan importantes investigaciones.

En el rigor del verano, la temperatura en la superficie del mar es igual á la del aire, ó mejor dicho un poco ménos alta, pues la diferencia varía entre 0°,4 y 0°,7. Pero en otoño y despues del 1.° de octubre, empieza á superar á la del aire, como lo prueban los números siguientes que representan las temperaturas mensuales de la superficie del mar y del aire:

	TEMPERATURA del mar	TEMPERATURA del aire
Octubre 1838.	+ 2°,16	—2°,0
Noviembre..	+ 1°,32	—8°,2
Diciembre.	+ 0°,91	—7°,1
Enero 1839.	+ 0°,29	—9°,6
Febrero..	—0°,13	—7°,9

Bravais vió que la temperatura del mar era en marzo de + 0°,79, miéntras que la del aire en el mismo mes tenia por valor medio —9°,46. «Vése por esto, dice, la resistencia que el mar opone al descenso de su temperatura superficial por el contacto con el aire frio, efecto que sin duda procede en gran parte de que descienden al fondo las capas enfriadas de la superficie á causa de su mayor densidad, y en parte tambien del *Gulf-Stream*, que baña los fiordos de la costa occidental de la Escandinavia.» Estas observaciones dan á conocer el poder moderador del agua del mar sobre la temperatura de las capas inferiores del aire, enfriándolas en verano y calentándolas en invierno.

Mas por otra parte, la proximidad de las costas influye en la temperatura de la superficie del mar. Los inmensos glaciares que en el Spitzberg descienden hasta sus costas, ejercen en el agua una accion frigorífica muy notable; en cambio, en Noruega, donde los glaciares no bajan hasta el nivel del Océano, las costas tienden más bien á elevar la temperatura del agua superficial.

Los sondeos termométricos, practicados por los físicos ya citados, á grandes profundidades y con termómetros Walferdin preservados de la presion por un tubo de cristal cerrado á la lámpara, les han dado los resultados siguientes:

«Entre los 70°,40′ y 79°,33′ de latitud N. y los 7° y 21°,15′ de longitud E. de Paris, las temperaturas del mar Glacial disminuyen con la profundidad durante los meses de julio y agosto.

»Estas temperaturas son siempre superiores á 0°, por lo ménos hasta 870 metros, que es la mayor profundidad á que se ha llegado durante estos experimentos.

»Comparando la temperatura de la superficie con la del fondo y con las intermedias, se ve que la disminucion es uniforme, y por término medio de 0°,675 por 100 metros.

»Cuanto más profunda es una capa líquida, más igual y constante es su temperatura.»

Cerca de las costas y en la cercanía de los glaciares del Spitzberg, las observaciones de M. Martins han demostrado que durante los meses de julio y agosto forman dos capas: en la superior, comprendida entre la superficie y una profundidad de 70 metros, la temperatura va creciendo unas veces y disminuyendo otras con la profundidad, no siendo jamás inferior á 0° en ningun punto; á partir de 70, aquella, más baja que 0°, disminuye hasta el fondo; siendo por

término medio igual á —1°,75 para la capa que cubre el fondo del mar. «Fácilmente se explican estos hechos, dice M. Martins, si se tiene en cuenta que el máximum de densidad y el punto de congelacion del agua salada están muchos grados bajo cero, y si se consideran las influencias complejas, intermitentes y de intensidad variable ejercidas por la solidificacion de la superficie durante el invierno, los glaciares, los hielos flotantes, las mareas y las corrientes.»

Las observaciones de los físicos franceses que acabamos de mencionar datan de los años 1838 y 1839, estando en abierta contradiccion con la ley que sir James Clarke Ross creyó poder deducir de las que hizo durante los dos años siguientes en los mares árticos y que se aceptó largo tiempo como verdadera por haberla patrocinado J. Herschel y de Wallich. Suponíase en dicha ley que la temperatura del fondo de los mares, como la de los lagos y por la misma razon, era uniformemente de 4° (punto del máximum de densidad del agua pura, pero no del agua del mar). Las investigaciones de Despretz habian probado que esta ley no tenia ningun fundamento teórico, y tampoco estaba basada en los hechos, por cuanto James Ross hizo sus sondeos térmicos con aparatos que no estaban resguardados de la presion.

Antes de ocuparnos de las recientes exploraciones de las temperaturas submarinas, efectuadas con los aparatos perfeccionados descritos en el artículo anterior, hagamos mencion de las importantes investigaciones practicadas por Aimé en 1844 en el Mediterráneo, las cuales demostraron que la temperatura media anual de la capa superficial es casi igual á la del aire. La variacion diurna se hace sentir en este mar hasta los 16 y 18 metros, y la anual hasta los 300 ó 400 de profundidad. La radiacion nocturna enfria de un modo perceptible la superficie, y si la noche ha sido tranquila y serena, por la mañana está la temperatura en ella más baja que á algunos metros de profundidad. Tambien se nota la influencia de la proximidad de las costas; la temperatura de la superficie es allí más elevada que en alta mar, y á veces más baja de noche, obrando en sentido contrario á la de las costas del Océano en donde la temperatura superficial es más baja que mar adentro. Por último, segun el mismo observador, la mínima de las capas profundas del Mediterráneo es igual al promedio de las temperaturas del invierno en la superficie.

Puede indicarse como ley general, tan aplicable á los océanos y á los grandes mares como á las cuencas limitadas de los mares interiores, que, en alta mar y á suficiente distancia de las costas, la temperatura disminuye á partir de la superficie á medida que la profundidad aumenta. Pero la ley y la cantidad de esta disminucion varían de una region á otra, con arreglo á la latitud y tambien segun la configuracion del fondo de los mares, elemento este último que entra por mucho en la distribucion del calor en el seno de las capas profundas.

Hemos visto ya que en las altas latitudes septentrionales, la temperatura, algo superior á 0° en las capas superficiales, baja de esta cifra á poca profundidad; las observaciones recientes de Payer y de Weyprecht confirman las de John Ross, de Bravais y de Martins, que demuestran que esta temperatura decrece progresivamente hasta el fondo, en el cual llega, segun la profundidad, á —3°,6, —1°,75 y —1°,3. Cerca del ecuador, se encuentra en la superficie y hasta 200 ó 300 metros de profundidad, una capa superficial caldeada por la accion directa de la radiacion solar. Debajo de esta capa, cuya temperatura disminuye rápidamente á partir de la superficie (de + 29° á + 11° próximamente), hay otra cuya disminucion es ménos rápida; baja de 11° á 7°,2. «Pero, segun Carpenter, la profundidad de ésta varía notablemente, pues baja de 500 brazas junto á los escollos de las Feroe, á unas 700 á lo largo de las costas de Portugal y á 1,000 ó 2,000 más cerca del ecuador (de 1,000 á 2,400 metros si se trata de la braza inglesa y de 900 á 2,200 si de la francesa)» (1). Debajo de esta capa hay otra que se podria llamar capa de mezcla, en la cual baja el termómetro rápidamente, á veces en la enorme proporcion de 4°,5 por cada 200 brazas. Debajo de esta última capa, la temperatura vuelve á ser más uniforme, porque desciende muy gradualmente de 3°,1 ó 2°,7 á 1°,8 ó 1°,3 con respecto á profundidades de 2,000 brazas, cerca de la costa oriental de la América del Norte. Es probable que haya temperaturas todavía más

(1) La braza inglesa equivale á $2^{m},05$ próximamente; la francesa á $1^{m},83$; 168 brazas inglesas valen tanto como 189 francesas.

bajas en las grandes profundidades del Océano Atlántico central, pues los recientes sondeos efectuados por el capitan Chimmo en los mares orientales con termómetros resguardados, han demostrado en absoluto que, áun en el ecuador, la temperatura del fondo en las grandes profundidades del Océano puede llegar á 0°.

En resúmen, segun el físico inglés, una columna de agua del Océano Atlántico se compone de cuatro capas de temperaturas y profundidades desiguales: 1.° una capa superficial de 200 brazas caldeada por la radiacion solar, en la cual la temperatura pasa de 29° á 11°; 2.° una capa *caliente superior* de unas 100 brazas de profundidad, cuya temperatura decrece de 11° á 7°,2; 3.° una capa media de 200 brazas en la cual baja el termómetro de 7°,2 á 4° próximamente; 4.° una capa *fria inferior*, que á partir de 1,400 brazas, ocupa todo el resto de la parte profunda de las cuencas océanicas y cuya temperatura baja hasta 0°. Carpenter estima en +7° la temperatura media de la columna entera. Más adelante veremos qué consecuencia deduce de este hecho comparado con el de la temperatura media de una columna de agua polar, inferior á 0°.

Las bajas temperaturas de las grandes profundidades que acabamos de mencionar, no son exclusivamente propias del Océano Atlántico. En el Pacífico y debajo de 1,500 brazas se encuentra una temperatura casi invariable de ménos de 2 grados sobre cero (+1°,7). En el Océano Indico el capitan Chimmo ha encontrado 1° á 2,300 brazas y 0° á 2,656. La temperatura del fondo va además bajando á medida que es mayor la distancia al ecuador. Segun Mohn, á los 52° de latitud está helada el agua del fondo del Océano Indico austral, y en el mar Glacial antártico lo está tambien desde la superficie hasta el fondo.

Las observaciones de que vamos á hablar ahora nos demostrarán que la ley del descenso de la temperatura con la profundidad varía á veces bruscamente de una region del Océano á otra region contigua á ella, pero de la cual está separada por las desigualdades del suelo submarino. La parte del Océano Atlántico septentrional comprendida entre Escocia y las islas Feroe, y entre estas islas y la de Islandia, es notable por tal concepto.

De la primera exploracion de estos parajes, hecha á bordo del *Lightning* en agosto de 1868 bajo la direccion del doctor Carpenter, Wyville Thomson y Gwing Jeffreys, resultó una anomalía singular en la temperatura del mar y en puntos muy inmediatos entre sí. En el canal de 200 millas de anchura que se extiende entre la punta Norte de Escocia y los bajos de que las islas Feroe son el punto culminante, encontraron á 500 brazas de profundidad una temperatura de —1°, al paso que á la misma profundidad, en la parte del Atlántico situada al Oeste y al Norte de la abertura del canal, aquella era de +6. Al año siguiente, los mismos exploradores embarcados en el *Porcupine* multiplicaron sus sondeos, con objeto de averiguar los límites de estos espacios frios y calientes, cuya temperatura superficial es casi idéntica y que estando tan próximos y aún en libre comunicacion entre sí, difieren totalmente en las condiciones térmicas de sus capas inferiores. Mencionemos algunos de los sondeos en serie merced á los cuales han podido los sabios exploradores del *Porcupine* hacer del todo patente dicha oposicion.

El primer sondeo efectuado por el capitan Calver, da la temperatura desde la superficie al fondo para cada 50 brazas de profundidad. El punto explorado estaba en el extremo límite oeste de la region fria. Hé aquí los resultados:

Profundidades	Temperatura
Superficie.	11°,8
50 brazas.	9°,2
100 »	8°,4
150 »	8°,0
200 »	7°,5
250 »	3°,5
300 »	0°,8
384 » (fondo).	0°,6

El mínimum de temperatura está aquí en el fondo; lo propio ha sucedido en toda la region explorada, cualquiera que fuese la temperatura del fondo. La disminucion de esta, bastante regular durante las 200 primeras brazas, se hace de pronto muy rápida (cerca de 7°) de 200 á 300 brazas. Ninguno de los demás sondeos practicados en la parte occidental de la region fria, entre las 360 y 630 brazas, ha dado en el fondo temperaturas menores que cero, excepto una (—1°,3).

Otro sondeo en serie, en el centro de la parte norte de la region fria y á 640 brazas de profundidad, dió los resultados siguientes:

Profundidades	Temperatura
Superficie.	9°,8
50 brazas.	7°,5
100 —	7°,2
150 —	6°,3
200 —	4°,1
250 —	1°,3
300 —	0°,2
350 —	— 0°,3
400 —	— 0°,5
450 —	— 0,8
500 —	— 1°,0
550 —	— 1°,0
600 —	— 1°,1
640 —	— 1,2

Véase ahora otro sondeo efectuado al Sudoeste de la region fria, y que presenta un marcado contraste con los anteriores:

Profundidades	Temperatura
Superficie.	11°,4
50 brazas.	9°,0
100 —	8°,5
150 —	8°,3
200 —	8°,2
300 —	8°,1
450 —	7°,8
500 —	7°,3
600 —	6°,1
767 — (fondo).	5°,2

Comparando estos números se ve al punto la diferencia que existe entre las regiones fria y cálida: en las primeras 50 brazas se nota un rápido descenso á partir de la superficie, que es casi igual en las tres estaciones. «La temperatura de la superficie, dice M. Wyville Thomson, la produce sin duda el calor directo del sol, y el primer y brusco descenso, la pronta disminucion de esta causa inmediata.» De 50 á 150 ó 200 brazas, la temperatura baja muy poco; mas á partir de esta última profundidad, la divergencia entre la region fria y la cálida es muy marcada. Para explicar semejante diferencia entre dos climas submarinos tan próximos, opina el citado físico, de acuerdo con el doctor Carpenter, que no hay más que una explicacion admisible, y es la justaposicion ó encuentro de dos corrientes opuestas, una de las cuales lleva las aguas cálidas del océano Atlántico ecuatorial y la otra las frias de los mares polares. «Una corriente ártica de agua helada, procedente del Nordeste, penetra en el canal de Feroe, y corre por su parte más profunda á causa de su mayor densidad, al paso que una masa de agua calentada á un grado superior al de la temperatura normal de esta latitud, y por lo tanto procedente de algun manantial meridional, se encamina al Norte atravesando su extremo occidental, y llenando desde la superficie hasta el fondo toda esta parte relativamente poco profunda del Atlántico.» El encuentro de ambas corrientes, opuestas á la vez en direccion, en temperatura y en densidad, ocurre en el banco que reune el Norte de Escocia y las islas Shetland con las Feroe y la Islandia. Aunque las aguas frias se elevan más que este límite, no pueden franquearlo; pero enfrian en gran manera las aguas de la corriente cálida, y la reducen á una tenue capa casi superficial.

Vamos á presentar otro ejemplo del contraste térmico que pueden ofrecer dos regiones submarinas contiguas, cuando se opone algun obstáculo á la penetracion y á la mezcla de sus aguas profundas. Tambien ha sido el doctor Carpenter el que ha hecho las investigaciones que han patentizado tan importante circunstancia.

Hemos visto anteriormente que, desde el punto de vista de la temperatura, las aguas del Atlántico se pueden dividir á partir de 100 brazas en tres capas principales, la superior caliente, la inferior fria, y la tercera intermedia entre ambas. Las observaciones hechas en el Mediterráneo han dado resultados muy diferentes; desde las 100 brazas hasta el fondo, la temperatura es casi invariable é igual á la media invernal. Véase por ejemplo, cómo se distribuye la temperatura con la profundidad en dos columnas de 2,000 brazas, tomadas una al Oeste del estrecho de Gibraltar, en el Atlántico, y la otra al Este, en el Mediterráneo. Las cifras se refieren á la estacion de verano.

MEDITERRANEO

Profundidades	Temperatura: Cuenca occidental	Temperatura: oriental
Superficie. . . .	21° á 27°	—
30 brazas. . .	10° á 15°,6	—
50 — . .	12°,8 á 13°,3	—
100 — . . .	11°,2 —	—
200 — . .		13°,3
2,000 — . .	12°,2	13°,3

ATLANTICO

Profundidades	Temperatura
50 brazas.	12°,
700 —	11°,5
800 —	7°,4
900 —	5°,
1000 —	3°,6
2000 —	2°,4

¿Qué explicacion puede darse para semejante anomalía? Hé aquí la que propone el doctor Carpenter. El estrecho de Gibraltar, que es el único canal de comunicacion entre el Mediterráneo y el Atlántico, tiene próximamente 500 brazas de profundidad entre Gibraltar y Ceuta; profundidad que disminuye gradualmente hácia la desembocadura occidental para quedar reducida á unas 120 brazas y en algunos sitios á 200. Por la parte de Oriente de este angosto canal se abre la profundísima cuenca del Mediterráneo que á su vez se subdivide en dos partes: la primera, comprendida entre el estrecho y los bancos que separan la isla de Sicilia de Túnez, tiene una profundidad que varía entre 1,000 y 2,000 brazas, y una temperatura de 12° grados próximamente á partir de las 100; la segunda, que se extiende desde las islas de Malta y de Sicilia hasta Levante, es más profunda aún y su temperatura más elevada tambien, lo cual consiste sin duda en su situacion más meridional, en la influencia de los vientos cálidos del continente africano y en el caudal que allí llevan las aguas del Nilo. Al Oeste del estrecho están las profundidades del Atlántico que segun hemos visto, son más frias que las del mar interior, lo mismo en la superficie que en el fondo. Sin embargo, en invierno casi hay igualdad entre las temperaturas de las aguas superficiales de ambos mares.

Sea de ello lo que quiera, lo cierto es que la observacion demuestra que las aguas del estrecho de Gibraltar tienen dos distintos movimientos: el uno, inferior, hace salir las aguas de la cuenca mediterránea; el otro, superior, lleva las del Atlántico á aquel mar. El segundo movimiento es el predominante, de suerte que en el Mediterráneo penetra más agua que la que sale de él. El doctor Carpenter admite la explicacion de este hecho dada hace ya doscientos años por Halley y que es la siguiente. La evaporacion es muy activa en la superficie del Mediterráneo; arrebata anualmente á la superficie una cantidad de agua mucho mayor que la que le llevan los rios y las lluvias, resultando de aquí dos tendencias, una de descenso del nivel de las aguas y otra de aumento de salsedumbre y de densidad. Gracias á la doble circulacion que se efectúa á través del estrecho, se restablece el equilibrio: por una parte, el agua más densa del Mediterráneo pasa al Atlántico por la corriente inferior, y por otra la reemplaza con cierto exceso la corriente superior predominante.

Resta saber cómo se explica el doctor Carpenter la uniformidad de temperatura de las capas mediterráneas más allá de las 100 brazas de profundidad (1), y la diferencia que por tal concepto media entre la columna de agua considerada en este mar al Este del estrecho y la que se toma al Oeste y á la misma latitud en el Atlántico. Hemos visto ya que las bajas temperaturas de la capa inferior del Océano proceden de la corriente polar. Pues bien, la barrera que opone el suelo elevado del estrecho á la invasion de dicha corriente es muy bastante para impedir que se enfrien las aguas del Mediterráneo. El agua que lleva la corriente superior reemplaza á la que corre en sentido inverso sin alterar casi nada su temperatura. Si la capa superficial se enfria en invierno, se torna más densa, se hunde, y poco á poco adquiere toda la masa esa temperatura media uniforme, que es la de invierno de la region.

El doctor Carpenter deduce de estas consideraciones las condiciones térmicas generales que deben regir en los mares interiores, y cuya exactitud ha comprobado discutiendo las observaciones de temperatura del mar Negro, del Rojo, y del de Joló comprendido entre el mar de la China y el de las Célebes. Véase cómo formula él mismo estas condiciones:

«La temperatura del fondo en un mar interior profundo depende de una de estas dos condiciones: 1.° la temperatura media en invierno, ó temperatura *isoquimal* de la superficie: 2.° la temperatura del agua más fria que desde el Océano inmediato puede penetrar en este mar. Si las comunicaciones del mar interior con el Océano son bastante poco profundas para que el agua recibida no tenga jamás una temperatura inferior á la isoquimal que le es propia, esta última será entónces la temperatura uniforme de toda la masa situada debajo de la capa superior variable; pero si las comunicaciones son lo suficientemente profundas para dar paso á

(1) En una Memoria publicada en 1870, el doctor citado cree poder atribuir esta uniformidad á la influencia subyacente de la costra cálida de la Tierra cuya temperatura en la region mediterránea parece ser tambien de unos 12 grados.

una capa más fria del Océano, el agua del fondo del mar interior adquirirá la temperatura de esta capa de agua oceánica.»

Terminaremos aquí lo referente á la temperatura de los mares. Las observaciones precisas son relativamente poco numerosas, lo cual se explica fácilmente por las dificultades de toda clase con que tropiezan las exploraciones que tienen un objeto puramente científico, como son imperfeccion de los aparatos é incertidumbre de sus indicaciones, duracion de los sondeos en serie, etc.; sin embargo, por las que hemos descrito y por las consecuencias que de ellas pueden deducirse para la circulacion oceánica y el estudio de las corrientes marinas, superficiales ó profundas, se ha podido ver lo interesantes que son las exploraciones encaminadas á obtener la medida exacta de estas temperaturas. Además, muy luégo hemos de ver la influencia que las corrientes oceánicas ejercen en la temperatura del aire y por consiguiente en los climas.

Este encadenamiento tan complejo de las condiciones meteorológicas de todo género es lo que constituye el principal atractivo de la ciencia á la vez que su mayor dificultad.

CAPÍTULO II

LOS VOLCANES

I

CARACTÈRES GENERALES DE LOS FENÓMENOS VOLCÁNICOS

Las manifestaciones más grandiosas, á la vez que más terribles del calor subterráneo del globo terráqueo son indudablemente las que nos restan por describir; las erupciones de los volcanes, las sacudidas de los terremotos.

Estos fenómenos, considerados en otro tiempo como sucesos raros, como excepciones en el órden físico de las cosas, y que por lo mismo, dada la natural propension de los pueblos ignorantes y supersticiosos, se juzgaban cual señales de la cólera de los dioses (1), son mucho más frecuentes de lo que se podia imaginar allá en las épocas en que la exploracion de los continentes y de los mares sólo abarcaba una pequeña parte de la periferia del planeta. En los tiempos á que nos referimos, no se conocia más que un corto número de volcanes y únicamente llamaban la atencion sus erupciones más violentas. Hoy se cuentan por millares, y por centenares los que han dado indicios de actividad reciente, actividad que se da á conocer en multitud de formas en otro tiempo ignoradas ó apénas sospechadas; y si ciertas regiones de la Tierra son más especialmente asiento de esta actividad, se la nota sin embargo en todas las latitudes, en todas las zonas, desde el ecuador, cortado por las líneas de los volcanes de los Andes y de las islas de la Sonda, que son los más soberbios de todos, hasta Islandia, donde en el mismo horizonte descuellan los campos de hielo, las lavas incandescentes y el agua hirviente de los géiseres, y hasta los confines de las tierras, columbradas apénas, que rodean el polo Sur. Allí hay volcanes como los que han recibido los nombres de Erebo y Terror y que iluminan con el fuego de sus erupciones las largas noches polares.

Por lo que respecta á los temblores de tierra, son, por decirlo así, tan numerosos como los dias del año, si bien es verdad, conforme muy luégo veremos, que en el número de estas agitaciones de la corteza del globo, tan pronto reducidas á estremecimientos ó á vibraciones apénas perceptibles, como á formidables sacudidas que arruinan comarcas enteras, hay algunas que no deben ser consideradas como efectos de las fuerzas subterráneas engendradas por el calor interno del globo.

(1) «De todos los fenómenos naturales, dice Renan en el *Antecristo*, los terremotos son los que inducen al hombre á humillarse ante las fuerzas desconocidas; en los países en que son frecuentes, como Nápoles y la América central, se halla la supersticion en estado endémico, pudiendo decirse otro tanto de los siglos en que asolaban los países con violencia particular.»

Fácilmente se comprenderá que, consagrando únicamente dos ó tres capítulos á la descripcion de tan variados fenómenos, no abrigamos la pretension de trazar siquiera una sucinta historia de ellos. Solamente nos proponemos demostrar, mediante el análisis de los principales rasgos que los caracterizan, cómo parece enlazado su efecto con la existencia de focos caloríficos situados á grandes profundidades subterráneas, y cómo las erupciones de los volcanes y las conmociones que los preceden, acompañan ó siguen, confirman la hipótesis de un calor propio del globo terráqueo que, segun acabamos de ver, resulta del aumento continuo de la temperatura con la profundidad.

Es imposible dar una descripcion de los volcanes y de sus erupciones que pueda ser aplicable á la generalidad de los casos, pues no hay otros fenómenos naturales que presenten tan gran variedad de aspectos, de particularidades curiosas, ni en tan diversas proporciones. Esta diversidad se ostenta lo mismo en el tiempo que en el espacio, y un mismo volcan puede ofrecer ejemplos de ella en el curso de sus evoluciones sucesivas.

Sin embargo, hay un carácter particular que permite definir los fenómenos volcánicos, en cuanto actual manifestacion de la actividad interior, carácter que consiste en las erupciones que ocurren en los volcanes ó en las regiones volcánicas, y que ha hecho dar á los fenómenos de que se trata el nombre de *fenómenos eruptivos*.

Una erupcion consiste en la emision más ó ménos violenta, por una abertura del suelo, fractura ó grieta, boca ó chimenea, de materias que pueden presentar los tres estados, sólido, líquido ó gaseoso. Cuando se presentan estas materias en forma sólida son, ó fragmentos de roca, pedruscos despedidos fuera de la abertura, por lo comun al principio de la erupcion, ó polvos muy finos, llamados impropiamente cenizas volcánicas, ó bien escorias ó materias sólidas en el momento de la erupcion, pero que ántes de ella habian sido indudablemente liquidadas por efecto de una alta temperatura. En forma líquida, los productos eruptivos de los volcanes son las más de las veces *lavas* arrojadas ó diseminadas en estado de fusion ígnea, y cuya liquidez ó viscosidad puede variar hasta lo sumo. A veces son chorros de agua hirviente, como en los géiseres, y á veces tambien torrentes de barro. Las materias eruptivas gaseosas son el vapor de agua, cuya fuerza elástica desempeña un importante cometido en el fenómeno mismo de la erupcion propiamente dicha. Dase el nombre de *fumarolas* á estos desprendimientos gaseosos, cuyo análisis ha adquirido en estos últimos tiempos tan gran importancia en el estudio de los fenómenos volcánicos.

El carácter comun á todos estos productos eruptivos es su temperatura generalmente elevada, indicio manifiesto del calor intenso de las capas de profundidad desconocida de que proceden. Un mismo volcan puede emitir las materias sólidas, líquidas y gaseosas cuya enumeracion acabamos de dar, en las fases sucesivas de una sola ó de diferentes erupciones. Pero tambien los hay cuyas erupciones están limitadas á una de dichas materias: los géiseres, por ejemplo, sólo arrojan agua y su vapor; los *volcanes de lodo* llevan este nombre porque de sus cráteres no salen más que masas arcillosas diluidas en forma de barro líquido ó de pasta. Otros volcanes no han arrojado nunca lavas y sólo despiden chorros de vapor y de gas, pedruscos sólidos, etc. Sin embargo, ántes de decidir que estos volcanes se distingan de los otros por la naturaleza especial de sus productos eruptivos, conviene advertir que la historia de la mayor parte de ellos es todavía muy imperfecta y limitada y que una nueva erupcion puede cambiar con frecuencia la fisonomía entera de un volcan.

Clasíficanse por lo comun en dos categorías los volcanes que existen en la actualidad en la superficie del globo ó por lo ménos los que se conocen como tales: los *volcanes activos* y los *volcanes apagados*. Pero es muy difícil hacer esta separacion, porque la actividad de un volcan es casi siempre intermitente, y los intervalos que median entre los períodos activos y aquellos en que está ó parece estar en reposo tienen duraciones muy desiguales, que varían de algunos meses á unos cuantos años, y á veces hasta muchos siglos. Ciertos volcanes están en actividad continua desde tiempo inmemorial, como el Stromboli, en las islas Lipari. Este

notable foco de erupcion despide sin cesar masas enormes de vapores por sus tres bocas contenidas en el mismo cráter, en la cúspide de un cono cuya altura es de 925 metros; lanza escorias que van á caer al mar, y con frecuencia hace correr lavas hirvientes por los costados de la montaña. Todas las fases de la actividad volcánica se encuentran reunidas allí, por decirlo así, simultáneamente y sin interrupcion, caso sumamente raro. El Kilauea en las islas Sandwich es otro ejemplo de los mismos fenómenos reunidos en proporciones gigantescas; cítase tambien el Masaya en la república de Nicaragua como otro de los que se hallan en actividad continua.

El mayor grado de actividad de los volcanes se halla en las erupciones propiamente dichas, en las que se reproducen los mismos efectos con extraordinaria violencia, pero que por lo comun sólo ocurren á intervalos bastante apartados entre sí y separados por períodos de calma relativa. En la mayoría de los volcanes activos no es absoluto el reposo que sobreviene entre dos erupciones, pues ya sea por el cráter principal, ó ya por conos de erupcion abiertos en sus costados, ó bien por grietas, el volcan continúa dando indicios de su actividad interior y despidiendo nubes de vapores más ó ménos abundantes, formados de gases de diferente composicion química, que no tan sólo varían de un foco á otro, sino en uno mismo, segun la fase ó el tiempo trascurrido desde la última erupcion. Los depósitos de azufre que se forman en las rocas inmediatas á las aberturas que dan paso á los gases, han sido causa de que se dé el nombre de *azufrales* ó *solfataras* á los focos que conservan de un modo permanente este grado de actividad, el ménos enérgico de todos. Todo el mundo conoce la solfatara de Pozzuoli junto á Nápoles, las de Guadalupe y las de la isla de Vulcano, una de las Lípari. Hácese tambien mencion del azufral del volcan de San Vicente en la América central, y del de Urumtsi en el centro de Asia. Estas emanaciones gaseosas se mantienen, por decirlo así, en el mismo estado, pero las erupciones son allí muy raras.

Si es fácil definir la actividad de un volcan, desde las manifestaciones más débiles caracterizadas por el estado *solfatárico* hasta las más violentas marcadas por las erupciones, no lo es tanto decir lo que debe entenderse por volcan apagado. Si los conocimientos de los romanos les hubieran permitido sospechar la naturaleza volcánica del Vesubio ántes del año 79 de nuestra era, seguramente lo habrian considerado como un volcan apagado (1). Y en efecto, ántes de la gran erupcion que causó la muerte de Plinio el Viejo, y la destruccion y subsiguiente desaparicion bajo las cenizas del volcan, de las ciudades de Pompeya y Herculano, ninguna tradicion histórica hacia mencion de la actividad del famoso volcan. Una abundante vegetacion cubria la cumbre y las laderas de las montañas. Este prolongado estado de sueño fué lo que hizo más terrible la súbita explosion del 79, que en realidad fué la más violenta de cuantas han ocurrido posteriormente.

Hoy se cuentan por millares los volcanes que no han dado señales de actividad desde los tiempos históricos y cuya constitucion geológica es sin embargo cierta. Para nosotros son evidentemente volcanes apagados, pues de lo contrario esta denominacion no tendria sentido. Pero ¿quién es capaz de asegurar que muchos de ellos no saldrán algun dia de su prolongado reposo? Los numerosos cráteres volcánicos de la Francia central, todos esos *puys* cuyos cráteres abiertos se ven aún perfectamente con sus regueros de lavas, son de los más antiguos que se conocen en la superficie del globo, si es cierto que su formacion data de la época terciaria. Pero ¿es imposible que llegue una época en que recobren en todo ó en parte su actividad primitiva? Por otro lado, un volcan cuyas erupciones conocidas han sido nu-

(1) Tal fué la opinion emitida por varios autores que escribieron ántes de la catástrofe del año 79.—Diodoro de Sicilia dice que en el Vesubio se notaban vestigios de antiguas erupciones. Silio Itálico cree que en otro tiempo vomitó fuego:

Et vomuit pastos per sæcla Vesuvius ignes
Et pelago et terris fusa est vulcania pestis.

Por último, Estrabon, despues de enumerar las ciudades situadas al pié del monte, como Herculanum, Pompeia, Nole, etc., añade: «Todas las ciudades que acabo de nombrar están situadas al pié del Vesubio, elevada montaña cuya superficie entera, á excepcion de la cumbre, está llena de feraces campos. Esta cumbre, que por lo comun presenta una superficie plana y lisa, es estéril en todas sus partes; el suelo tiene el aspecto de la ceniza y á trechos se ve la roca pelada y acribillada de agujeros, enteramente negra, y lo que es más, como corroida por el fuego, lo cual induce naturalmente á creer que la montaña es un antiguo volcan cuyo fuego, despues de salir por estas aberturas como por otros tantos cráteres, se habrá extinguido por falta de alimento.» (*Geografía*, lib. V, IV, 8.)

merosas hasta estos últimos tiempos y en el que ha desaparecido toda huella de actividad, ¿no puede ser desde ahora un volcan apagado?

Por consiguiente, la clasificacion en volcanes activos y apagados es forzosamente arbitraria. Se puede incluir en la primera categoría á todos los que han tenido erupciones desde los tiempos históricos, ó sólo aquellos cuya última erupcion ó manifestacion volcánica data, por ejemplo, de tres siglos. De aceptarse una ú otra de estas definiciones, todos los demás serán volcanes apagados. Fuchs, que parece adoptar la segunda, sin desconocer lo que tiene de efímera (1), cuenta hoy en la superficie de la Tierra 323 volcanes activos, distribuidos del modo siguiente entre los continentes y las islas:

	Número de volcanes activos	Total en cada parte del mundo
Europa (continente)	1	7
— (islas)	6	
Africa (continente)	17	37
— (islas)	20	
Asia (continente)	24	108
— (Japon, islas de la Sonda, etc.)	74	
— (Kuriles)	10	
América septentrional (continente)	20	128
— central id.	25	
— meridional id.	37	
— (Islandia, islas Aleutienas, Antillas)	46	
Oceanía	31	31
Océanos Atlántico, Indico, etc.	12	12
Total general		323

En cuanto á los volcanes apagados, hemos dicho que los hay á millares, y su número aumentará sin duda á medida que los geólogos prosigan su exploraciones en ciertas comarcas tan imperfectamente conocidas todavía del interior de ambos continentes. Aún no hace mucho tiempo que Humboldt estimaba en 407 el número de volcanes, de ellos 225 activos (2). M. C. Velain, en un estudio reciente, calcula estos últimos en 364, teniendo en cuenta todos los que han dado señales de actividad desde los tiempos históricos.

II

ESTRUCTURA DE LOS VOLCANES: CONOS, CRÁTERES

Por lo comun, los volcanes son montañas elevadas y de forma cónica más ó ménos regular. Pero este no es un rasgo característico, dado que hay volcanes en países llanos y al ras del suelo; que muchos de ellos están en colinas de escasa elevacion, y que la forma típica y primitiva suele sufrir en el curso de las fases eruptivas cambios que la modifican y alteran en gran manera. El volcan de Orizaba en México, el Cotopaxi en la Cordillera de los Andes y el Fusi-Yama en el Japon son ejemplos notables de conos de perfecta regularidad, que se elevan á gran altura sobre el nivel del Océano. Todas las cimas de estos soberbios conos traspasan el límite de las nieves perpetuas, viéndoselas relucir desde larga distancia con brillo deslumbrador á los rayos del Sol. El Cotopaxi, que es el más alto de los tres (puesto que su cumbre pasa de 5,900 metros), es notable por las tres zonas de variados colores, la más baja de las cuales marca el límite de la vegetacion forestal; un cúmulo estéril de cenizas y escorias constituye la segunda, y un cono de nieve truncado por el cráter sirve de remate á esta majestuosa

(1) «Como un volcan activo, dice, puede parecerse perfectamente durante su período de reposo á uno apagado, reina gran incertidumbre acerca de su verdadero estado cuando está en reposo largo tiempo. Por consiguiente no nos es dado hacer sino una limitacion arbitraria entre los volcanes actualmente en reposo y los verdaderamente extinguidos. Admitiendo un período de tres siglos para declarar que un volcan está apagado, nos acercamos en lo posible á la verdad, pero todavía podemos encontrar excepciones. Muchos volcanes cuya actividad no ha cesado durante tres siglos, quizás no la recobren jamás; otros, á los que se cree con fundado motivo enteramente apagados, pueden ser nuevamente asiento de una actividad eruptiva muy considerable, de lo cual hemos tenido recientes ejemplos.» *(Los Volcanes.)*

(2) Werner contaba 193 volcanes activos; César de Leonhart, 187; Arago, en su *Astronomía popular* (t. III), sólo menciona 175. Estas diferencias consisten en el principio que ha servido de base para la clasificacion de los volcanes así como en la insuficiencia de los documentos que existian en las épocas en que escribian dichos autores. No está de más añadir que un volcan que tiene muchos cráteres, conos adventicios, como el Etna, sólo figura por una unidad en estas enumeraciones.

y formidable montaña. El Orizaba, que tiene de 400 á 500 metros ménos que el Cotopaxi, se ve desde el mar á 150 kilómetros de distancia, y su cono cubierto de nieve anuncia á los marinos la proximidad de las costas de México. El Fusi-Yama, en el fondo de la bahía de Yedo, es tan notable como los dos anteriores por su perfecta regularidad y la elevacion de



Fig. 129.—El Cotopaxi, visto á 140 kilómetros de distancia

su cono sobre las nieves perpetuas (4,700) (1).

Los volcanes de Java, que se distinguen tambien por su forma cónica regular, están estriados á veces de un modo raro. En la direccion de las aristas de los conos se ven sus flancos surcados de barrancas que bajan desde la cumbre hasta la base. Segun el doctor Junghuhn, estos conos son efecto de la violenta y reiterada accion de las copiosas lluvias tropicales de aquellas regiones sobre las materias ligeras y friables de que está formada la superficie de los conos. Hácese mencion de los volcanes del Sumbing, Tengger, Semeru, entre los que presentan la curiosa particularidad de forma que tiene por primera condicion la perfecta conicidad de la montaña, pero que depende tambien de que las lavas no han aglutinado los materiales de la superficie. «Como los volcanes de Java se distinguen por la regularidad de la forma y por la carencia de lava, dice Fuchs, encuéntrase en ellos esa clase de abarrancamiento en su mayor perfeccion. Las mismas causas producen en todas partes los mismos efectos: por esto se encuentran tambien barrancos en ciertos volcanes de la América central, en el Fuego en Guatemala, en el Votos en Costarica, y en el Turrialva; viéndoselos tambien, aunque de ménos regularidad, en pequeños volcanes, como el Coup d'Ayssac en Francia (Vivarais).»

Como se comprenderá, estos barrancos deben destruir á la larga la forma cónica de la montaña; y así ha sucedido en los volcanes de Merbabu y de Tengger, en los que se ve un profundo desgarro, que grietea el cráter en la cima y abre el cono hasta la base. Más adelante veremos análogos efectos dimanados de una causa diferente que, así como la salida de las lavas, desempeñan en la estructura exterior de los volcanes el mismo papel que el agua procedente de las lluvias torrenciales ó abundantes nevadas.

Si algunos volcanes presentan cierta regularidad en su forma exterior, como acabamos de ver, hay otros mucho más numerosos en los cuales apénas se conoce esta forma primitiva á causa de los accidentes producidos por erupciones sucesivas. Como en un principio la emision se limita á lanzar restos de escorias, y cenizas mezcladas con gases, por la abertura que pone en comunicacion la superficie del suelo con el foco interior, los productos de la erupcion se depositan poco á poco alrededor de la cavidad central, constituyendo un cono regular que tie-

(1) En su hermosa obra sobre el Japon, describe así M. A. Humbert el aspecto que presenta este volcan visto desde el golfo de Yedo: «Al llegar á la altura de la bahía del Mississippí, divisamos por vez primera la cumbre del Fusi-Yama, la «montaña sin par,» volcan extinguido que tiene 12.450 piés sobre el nivel del mar. Está á 50 millas náuticas de la costa (95 kil.), al occidente de la bahía. A no ser por la serie de colinas de Akoni, que están en su base, el volcan apareceria completamente aislado. El efecto de esta inmensa pirámide solitaria, cubierta de nieves eternas, es tal que no se le puede describir, y comunica un carácter de indecible solemnidad á los paisajes de la bahía de Yedo.»

ne en su eje un canal ó chimenea que va ensanchándose en la cumbre en forma de embudo. Compréndese que una larga serie de erupciones del mismo género, es decir, sin paroxismo, aumenten poco á poco las dimensiones del cono sin alterar su forma. Pero durante los períodos de calma ó de reposo sucede con frecuencia que el canal de expulsion queda cegado por las acumulaciones de materiales, escorias y cenizas que han vuelto á caer en la boca misma. Si, en tales condiciones, llega á ocurrir una erupcion violenta, la resistencia opuesta por los materiales de que hablamos á la fuerza expansiva de los vapores acumulados durante el período de reposo, produce una expulsion que no suele limitarse á la de los obstáculos, sino que puede agrandar la abertura exterior en proporciones considerables. En la mayoría de los casos, el resultado es una simple truncadura del cono, que otras erupciones subsiguientes pueden reducir así como aumentar. Sin embargo, á veces la erupcion llega á tal grado de violencia que el cono queda destruido casi en su totalidad. Así se forman los llamados *cráteres de explosion*. Estas especies de barrenos gigantescos, ocasionados por la brusca expansion de masas gaseosas largo tiempo comprimidas, no siempre hacen sentir sus efectos en el interior de un cono ya formado; los geólogos les atribuyen la formacion en las regiones volcánicas de esos cráteres-lagos, algunos de los cuales parecen hechos con un saca-bocados en el suelo donde reposan sus aguas tranquilas y profundas. Los *maars* (abismos de agua) de la region del Eiffel (Prusia renana), los cráteres-lagos al Sur y al Este del Mont-Dore, los más famosos de los cuales son los lagos Pavin y Chambon, son otros tantos ejemplos de este modo de formacion de las cavidades cratéricas, cavidades que se ven tambien en grupos en la isla de Nossi-Bé, cerca de Madagascar (1), así como en la Nueva-Zelanda.



Fig. 130.—Seccion de un cono volcánico

Si una explosion violenta y repentina preludia, por decirlo así, el nacimiento de un foco volcánico, acontece tambien que el mismo fenómeno es una causa de destruccion y ruina para volcanes existentes, ruina que si las más de las veces es solamente parcial, tambien puede ser total. Así fué cómo la famosa erupcion del Vesubio en el año 79 hizo volar toda la parte Noroeste de la antigua periferia cratérica; lo que de ella resta es lo que hoy constituye la Somma.

Posteriormente, las erupciones sucesivas han formado y vuelto á destruir nuevos conos. La

(1) No todos los geólogos participan de la opinion de que los cráteres-lagos tienen por causa una violenta y sola explosion. Fuchs prefiere, como más plausible, la hipótesis de un hundimiento del suelo ocasionado por el derrumbamiento de cavernas subterráneas. «En una comarca, dice hablando de Eifel, en que tan considerables masas de rocas fundidas son arrancadas de la tierra por la accion volcánica, muy bien pueden formarse debajo de la superficie excavaciones cuyo techo se derrumba más adelante para dar así orígen á maars.»

historia de estos cambios, áun limitándola á un siglo, es la más palmaria demostracion de las rápidas trasformaciones que puede sufrir un mismo volcan en su configuracion exterior: Hé aquí un corto resúmen, tomado de Poulett Scrope:

«En el año 1756, el Vesubio tenia tres conos y otros tantos cráteres encajados uno en otro sin contar el gran cono y cráter del Somma, que lo rodeaba todo. Sir W. Hamilton trazó un dibujo del monte en aquella época (fig. 131).



Fig. 131.—Cumbre del Vesubio y conos concéntricos en el año 1756. Segun W. Hamilton

»Desde principios de 1767, la continuidad de las erupciones habia obturado el cono interior y aumentado el intermedio, hasta que el cráter principal quedó enteramente lleno.

»Una erupcion del mes de octubre completó la operacion y dejó reducido el volcan á un solo cono con una pendiente continua alrededor, desde la parte más alta de su cúspide truncada, pero sólida, hasta abajo (fig. 132).

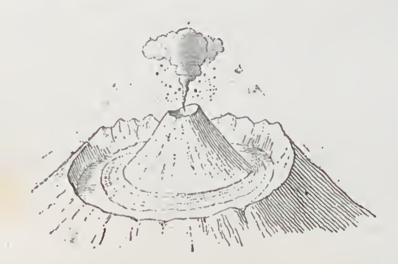


Fig. 132.—Cumbre del Vesubio en 1767. Segun W. Hamilton

»Siguióse un intervalo de tranquilidad relativa, cuando en 1794 ocurrió la terrible erupcion descrita por Breislak, que vació enteramente aquel cono sólido, redujo su altura, y abrió un enorme cráter en direccion del eje. Otras erupciones subsiguientes, y en especial la de 1813, no tan sólo llenaron aquella vasta cavidad con sus deyecciones, sino que aumentaron de nuevo la altura del cono en algunos centenares de piés. Cuando lo ví por primera vez en 1818, la cumbre era una plataforma escabrosa y convexa, que se elevaba hácia la parte del Mediodía, donde estaba el punto culminante. Muchos conos pequeños y cráteres de erupcion se hallaban en regular actividad en aquella llanura, y por las cuestas exteriores del cono corrian arroyos de lava. Así subsistió todo hasta octubre de 1822, en cuyo mes fué expulsado el corazon entero del cono, á causa de las formidables explosiones á que he aludido varias veces; quedó entónces un vasto cráter, y el cono mismo perdió muchos centenares de piés de altura. A causa de esto, no quedó nada más que la cubierta exterior (fig. 133).



Fig. 133.—Cráter del Vesubio despues de la erupcion de 1822

»Las erupciones volvieron á empezar en breve. En 1826-1827 formóse un pequeño cono en el fondo del cráter, y como la actividad continuase, llegó á tener una altura que le hizo visible desde Nápoles en 1829, en cuya época debia sin duda alguna llenar el cráter. En 1830 sobresalia de él doscientos piés, y en 1831, estando la cavidad enteramente llena, corrieron arroyos de lava por el cono *exterior*. En el invierno de este último año una violenta erupcion vació otra vez la montaña, dejando un nuevo cráter que muy luégo empezó á llenarse tambien. En agosto de 1834 la obliteracion fué completa, y la lava, saltando por su reborde, corrió hácia Ottaiano. En 1839 el cono quedó limpio otra vez, y apareció un nuevo cráter en forma de inmenso embudo, accesible hasta el fondo, el cual permaneció tranquilo algunos años. Sin embargo, en 1841 empezó á formarse en él un pequeño cono, algo más adelante apareció otro, y por último se vieron tres en



Fig. 134.—Interior del cráter del Vesubio en 1847

actividad á la vez, en medio de un lago de lava.

»Estas eminencias se acumularon tan rápidamente, que en 1845 se veia desde Nápoles la cúspide del cono interior por encima del borde del gran cráter, que no tardó en llenarse por completo. Desde entónces el cono principal aumentó en volúmen y en altura, por efecto de otras erupciones menores, hasta que en 1850 un paroxismo violento produjo dos cráteres profundos en la cumbre de que ya he hablado. La erupcion más reciente de mayo de 1855 se limitó á una enorme salida de lava por el flanco exterior, sin notables explosiones de la cumbre,



Fig. 135.—Plano topográfico del Etna

y por lo tanto no alteró materialmente el contorno que tenia desde 1850. Sin embargo, los dos cráteres están hoy ó estaban hace poco (1860) representados por dos conos, cada cual con una pequeña depresion en la cúspide. Posteriormente se ha formado otro á alguna distancia al Este.» En las más recientes erupciones han sobrevenido nuevos cambios.

La historia del Etna puede dar ejemplos más asombrosos todavía de las trasformaciones que puede sufrir la configuracion de un volcan en el curso de sus erupciones sucesivas. El inmenso circo, tan conocido con el nombre de Valle del Bove, cuyas escabrosas paredes, desgarradas en los extremos de su eje, dominan á 1.000 metros de altura los montones de lavas y escorias que cubren su fondo, y que no mide ménos de 6 kilómetros de anchura, tiene todas las apariencias de un cráter producido por una explosion ó un derrumbamiento formidable mucho ántes de existir la cumbre y el cráter actual. En los costados del Etna hay un crecido número de conos secundarios, que se cuentan hoy por centenares, y algunos de los cuales son de dimensiones bastante grandes para poder constituir por sí solos volcanes notables si estuviesen

aislados. Por estas bocas laterales han salido esos innumerables torrentes de lava de las erupciones anteriores, cuando la presion interna de la masa líquida incandescente, venciendo la resistencia de las paredes, ocasionaba grietas dirigidas por lo comun en el sentido de un radio del cono central. En estas grietas se escalonaban, por decirlo así, como otros tantos ojales, esas bocas eruptivas trasformadas muy luégo en conos por la emision de cenizas, escorias y lavas.

Como ejemplos de trasformaciones ó de destrucciones sufridas por volcanes existentes, cuando una explosion final, tanto más violenta cuanto más largo ha sido el período de reposo que la ha precedido, llega á poner fin á la inactividad del foco, citaremos la catástrofe que en 1815 lanzó al aire el Temboro, cuyo cono perdió de golpe 1,600 metros de altura. La cantidad de cenizas, piedras pómez y lavas lanzadas entónces fué tan enorme, que se calculó su volúmen total en tres veces el del monte Blanco. En Java, es decir, á 900 kilómetros de Sumbawa, donde está situado dicho volcan, cayó tal cantidad de cenizas que oscurecieron completamente la luz del dia. Las explosiones duraron más de un mes: la ciudad de Temboro quedó destruida y el número de víctimas ascendió á 12,000. Nadie ignora que una explosion no ménos formidable destruyó el año pasado el volcan y una parte de la isla Krakatoa en el estrecho de la Sonda. Más adelante describiremos, con los detalles que merece, esta prodigiosa manifestacion de las fuerzas subterráneas.

Resulta, pues, que la misma fuerza es alternativamente creadora ó destructora, segun su grado de energía. Una actividad regular y moderada, acumulando progresivamente los materiales alrededor del foco eruptivo, construye esos conos cuya forma geométrica subsiste intacta miéntras la emision es continua; al paso que los volcanes cuya boca está obstruida y que se extinguen temporalmente, como no ofrecen salida á los vapores y á los gases del foco interior, se dislocan ó derrumban en los períodos de paroxismo.

Pero á veces se forma un cono volcánico con una rapidez igual á aquella con que otros desaparecen segun hemos visto. El Monte Nuevo, formado en el espacio de cuarenta y ocho horas en la costa napolitana, es un ejemplo sorprendente de este modo extraordinario de desarrollo. Otro tanto puede decirse del Jorullo, del Isalco, y en época reciente, del Giorgios, que ha surgido del seno de las aguas en la rada de Santorin. Entremos en algunos detalles sobre las circunstancias que han mediado para estas formaciones rápidas de conos volcánicos.

Ciertas explosiones ocurridas, en el mes de setiembre de 1538 en el fondo bajo y llano de un valle situado á orillas del mar y en las márgenes del lago Averno, despidieron cenizas y piedras en suficiente abundancia para que al cabo de dos dias y dos noches resultara la colina de forma cónica que ha recibido el nombre de Monte Nuevo. Hoy todavía es un cono de toba de 130 metros de elevacion con un cráter de 110 de profundidad. Tenemos relatos de este suceso extraordinario, escritos por varios testigos oculares como Francisco del Nero, Marco Antonio Falconi, Pedro Jacobo de Toledo y un médico célebre de la época, Porcio. Todos ellos concuerdan en las circunstancias principales que mediaron para la formacion del nuevo monte. «Las piedras y las cenizas, dice Falconi, eran expulsadas con un ruido semejante al de piezas de grueso calibre, y en cantidades que parecian deber cubrir todo el globo, y en cuatro dias formaron una montaña en el valle entre monte Barbaro y el lago Averno, lo ménos de tres millas de circunferencia, y casi tan alta como el Barbaro mismo; siendo la formacion de una montaña en tan breve espacio de tiempo una cosa increible para los que no la han visto.» Segun F. del Nero, precedió á la erupcion la retirada del mar cerca de Pozzuoli, y despues se hundió cosa de cuatro metros el suelo. Una corriente de agua, fria al principio y tibia luégo, brotó en el punto en que se formó el cono, cuando sobrevino la erupcion de barro, cenizas y piedras, que al caer alrededor de aquel inmenso hoyo, levantaron tan rápidamente el Monte Nuevo.

El segundo ejemplo de formacion, por decirlo así, espontánea, de conos volcánicos es el del Jorullo y de otros cinco conos casi contiguos al primero que surgieron durante el mes de setiembre de 1759 en medio de una dilatada llanura de la antigua provincia de Michoacan

(México). Dos meses hacia que se oian ruidos subterráneos, acompañados de temblores de tierra. En la noche del 28 ó 29 de setiembre se abrieron en el llano unas grietas de las cuales salieron cenizas negras; y poco despues montones de escorias y arroyos de una lava viscosa, cuya acumulacion formó los seis conos de que acabamos de hablar y que se desparramó además por una dilatada superficie elíptica que lleva el nombre de Mal país. Segun la tradicion recogida por Humboldt, siguió á la erupcion de cenizas una deflagracion violenta, viéndose aparecer entre llamas, cual negro castillo, el cono principal llamado hoy Jorullo. Contiguos



Fig. 136.—El Jorullo

á este surgieron otros cinco cráteres. Además, en la superficie del Mal país se formó un millar de pequeños conos de erupcion, más ó ménos redondos ó largos y de 4 á 9 piés de altura por término medio. Estos conos son los *hornos* ú *hornitos*, llamados así por su semejanza con los hornos de panadero. Cuando Humboldt vió el Jorullo en 1806, los hornitos despedian columnas de vapor, no por su cúspide, sino por aberturas laterales. «En 1780, dice, todavía se podian encender cigarros sujetándolos á la punta de un palo y metiéndolos á dos ó tres pulgadas de profundidad; y habia sitios en que el aire estaba tan caldeado á causa de la proximidad de los hornitos, que era menester dar algunos rodeos para llegar al sitio á que uno se proponia. A pesar del enfriamiento que hace veinte años ha experimentado la comarca, segun el testimonio de los indios, he visto que la temperatura en las grietas de los hornitos era de 93 y 95 grados.» Hoy estas verdaderas fumarolas están enteramente apagadas.

El Jorullo, cuyo cono principal tiene 1,343 metros de altura, solamente ha estado en actividad, lo propio que sus satélites, unos diez ó doce años. No ha sucedido así con el Isalco, volcan de 658 metros, que se formó pocos años despues que el anterior (unos dicen que en 1770 y otros que en 1793) en medio de un espacio cultivado ocupado por una hermosa hacienda de la república de San Salvador. Este volcan se halla desde su formacion en erupcion casi continua.

De la interesante y erudita conferencia sobre los volcanes dada por M. Vélain en la Sorbona, tomamos el siguiente relato de la formacion del Giorgios, que surgió en 1866 en medio de la bahía de Santorin, la cual no es en realidad más que un cráter invadido por las aguas del mar:

«A principios de febrero de 1866 y despues de algunos fenómenos precursores, como sacudidas y trepidaciones del suelo y movimientos tumultuosos del mar, descolló sobre las aguas, al Sudoeste de Nea Kameni (isla aparecida en una erupcion anterior), un largo arrecife, cuyas dimensiones aumentaban á ojos vistas, y que estaba compuesto de pedruscos de lava negros é incoherentes, que se amontonaban unos sobre otros, arrastrando consigo restos del fondo del mar, como conchas rotas, guijarros y fragmentos de buques largo tiempo sumergidos. De este modo fué creciendo el islote, sin sacudidas, sin erupcion, silenciosamente, pero con tal ra-

pidez que se la ha comparado con el crecimiento de una pompa de jabon. Este crecimiento se efectuaba de dentro á fuera, como por un movimiento de expansion; las piedras parecian salir del centro de la superficie y dirigirse desde allí á la periferia, costando trabajo seguir con la vista la marcha de todas aquellas masas pedregosas y sus incesantes cambios de lugar. No se notaban rastros de fuego ni llamas, y de toda la superficie brotaba un denso vapor blanco, que no era sofocante aunque se respirara de cerca. Las mismas rocas sólo estaban calientes á trechos, y varios de los santorinistas, á quienes habia atraido aquel espectáculo, pudieron trepar muchas veces á aquel montecillo movedizo. Observaron que no tenia ningun cráter; en su cúspide se veia una aglomeracion confusa de pedruscos cenicientos, y en pleno dia ninguna señal de incandescencia, pero de noche aquella cúspide parecia inflamada, y los vapores que de ella emanaban estaban iluminados por el reflejo de las rocas calentadas hasta el rojo.

»En tal estado vió todavía M. Fouqué el Giorgios cuando subió á él en marzo del mismo año. La eminencia tenia entónces 50 metros de altura por 350 de anchura. En el mes de abril y despues de un período de actividad durante el cual siguió aumentando el nuevo islote lenta y regularmente, se abrió un cráter en su cima despues de violentas explosiones, y aparecieron lavas que formando largos regueros, se desparramaron por el Sur. Desde aquel momento, el Giorgios entró en una fase de actividad nueva y perdió su apariencia peñascosa; las desigualdades de su superficie desaparecieron bajo una capa de cenizas y escorias, y el islote adquirió entónces esa forma regularmente cónica que es el rasgo característico de los *volcanes de proyecciones.*»

Así pues, el Giorgios, como los demás islotes de la bahía de Santorin, se ha formado debajo de las aguas poco profundas que cubren el antiguo cráter descantillado, cuyas crestas emergentes constituyen la isla entera. Así es que pertenece á la clase de los *volcanes submarinos*, ó por lo ménos es un producto ó una manifestacion secundaria de uno de estos volcanes. Es evidente, en efecto, que Santorin, como otras muchas islas de los diferentes mares, debe su existencia á antiquísimas erupciones volcánicas. La forma de media luna de la isla, las empinadas paredes del interior del cráter en las que se ve el corte de las diferentes capas que lo componen, la suave cresta del reborde exterior del cono, todo demuestra la reunion de los caracteres constitutivos de un cráter por explosion.

Vénse tambien estos mismos caracteres en la isla de San Pablo al Sur del Océano índico, en la de Nueva Amsterdam, próxima á la primera, en Palma de las Canarias, y en Barren Island, cuyo cono escarpado surge á 325 metros sobre el nivel del mar y que en 1791 tuvo



Fig. 137.—Volcan de la isla de Barren

una erupcion de gran violencia. Los volcanes submarinos quizás no son ménos numerosos que los situados sobre la superficie de las tierras y probablemente tampoco diferirán de estos en las condiciones de su formacion. Pero no sucede lo propio en cuanto á las condiciones de su duracion. En la historia se consigna la aparicion de muchas islas nuevas procedentes de erupciones submarinas, la mayor parte de las cuales han sido destruidas por la accion de las aguas del mar, poco tiempo despues de su nacimiento. En 1838, un volcan submarino del grupo de las Azores hizo surgir una isleta que desapareció en seguida. En 1820 y á consecuencia de otra erupcion, apareció otra isla que se elevó hasta 128 metros, pero que apénas duró tres años. El mismo fenómeno ocurrió en 1811: desde la cúspide del cono de escombros que formaba el islote, se vió salir algun tiempo torrentes de vapor que lanzaban cenizas y escorias. Pero algunos meses despues, la isla nueva, que habia llegado á tener unos 100 metros de altura y 1,600 de circunferencia, fué completamente destruida por el mar. El capitan de un buque inglés, que habia observado su formacion y se habia apresurado, algo prematuramente, á tomar posesion en nombre de Inglaterra, la habia bautizado con el de *Sabrina*, por el que llevaba su buque.

Análogos fenómenos ocurrieron cerca del cabo Reykyanes en Islandia, en 1210, 1240 y 1780. La isla Nyoe, producida por esta última erupcion, desapareció en el mismo año. Finalmente, una erupcion submarina dió lugar al nacimiento de la isla Julia, conocida tambien con los nombres de Graham, Fernanda, etc., en la costa Sudoeste de Sicilia. Algunas sacudidas notadas en aquel punto durante el mes de junio por un buque inglés hicieron creer al capitan que tocaba en un banco de arena, por más que las cartas marinas marcaran 100 brazas de profundidad. A principios de julio, el agua brotó en chorros de 23 metros de altura en un espacio de 800 de diámetro; luégo apareció un cúmulo de escorias en forma de cráter que arrojaba cenizas y vapores. En el mes de agosto, el islote tenia 60 metros de altura y 1,500 de diámetro; pero casi al punto las olas empezaron la obra de destruccion de aquellos materiales flojos é incoherentes. A fines de año, Julia habia desaparecido, y el sitio en que estaba, recobrado su profundidad primitiva. Sin embargo, lo que en este ejemplo como en los anteriores prueba la existencia de un foco eruptivo permanente, es que treinta y dos años despues se formó en el mismo punto otra isla, si bien para desaparecer más pronto que la primera. Son tan visibles las razones de esta desaparicion que más bien cabe dudar cómo pueden resistir á la accion destructora de las olas tantas islas volcánicas, algunas bastante considerables. El estudio de las rocas que constituyen las montañas de estas islas demuestra que su consolidacion ha consistido principalmente en que la violencia y duracion de las erupciones han sido bastante grandes para que á los materiales blandos, como cenizas y escorias, hayan sucedido masas de lavas, materiales más resistentes, más susceptibles de cohesion y que por lo tanto podian *agarrarse como argamasa*, segun la expresion de Poulett Scrope, al ponerse en contacto con el agua y por efecto de la influencia de la temperatura.



Fig. 138.—Volcan de la isla de Banda (archipiélago malasio)

Nos hemos extendido bastante al ocuparnos de la estructura de las montañas volcánicas y de las relaciones que existen entre ella y las causas de formacion ó destruccion de sus conos y de sus cráteres. Entremos ahora en algunos detalles acerca de sus dimensiones. Estas varían en extremo. Fuchs, despues de reproducir las alturas sobre el nivel del mar de ciertos volcanes célebres, hace observar con razon que estas cifras no indican la medida de la importancia relativa de los focos. «Expresan, dice, la altura de la cúspide de la montaña sobre el nivel del mar, pero no nos dicen si la base del cono eruptivo está situada en una elevada meseta ó en una montaña no volcánica. Compréndese fácilmente que para juzgar de la importan-

cia de un volcan, lo único que tiene alguna es su altitud relativa, es decir, la altura comprendida entre su base y su cima. Por el cuadro siguiente se ve que la categoría de los volcanes varía segun que se comparen sus altitudes absolutas ó únicamente la altura de sus conos tomada desde su base.

Volcanes	Alturas relativas	Alturas absolutas
Monte-Nuevo. . . .	143 metros	143 metros
Puy de Pariou. . . .	250 —	1338 —
Puy de Dome. . . .	302 —	1390 —
Jorullo.	493 —	1343 —
Tuncaragua.	524 —	3357 —
Ceboruco..	528 —	1677 —
Ngaruhuœ.	534 —	2167 —
Monte Ferru. . . .	677 —	1076 —
Guntur.	1310 —	2034 —
Tangkuban Prahu. . .	1334 —	2010 —
Gualatieri.	1500 —	6990 —
Cotopaxi.	2900 —	5904 —
Etna.	3200 —	3400 —
Kliutschewskaja. . .	5014 —	5014 —

Hay que distinguir además entre los volcanes de actividad moderada y los de erupciones violentas. Los primeros conservan sus alturas por espacio de siglos enteros, al paso que los segundos pierden con frecuencia sus conos, destruidos por alguna explosion. Ya hemos visto anteriormente á qué cambios estaba sujeto el Vesubio, que es un tipo de la segunda categoría.

Su cono actual, cuya actividad no ha cesado hace mil ochocientos años, es unas veces más elevado y otras ménos que la cresta del Somma, resto del gran cráter anterior. «En 1832 su menor elevacion era de 1,170 metros (Hoffmann); en 1855 llegó á 1,318 metros (Schiavone), y al terminar la erupcion quedó reducido á 1,267 (J. Schmidt). En noviembre de 1867 alcanzó la mayor altura que ha tenido, ó sea 1,424 metros (Schiaparelli), pero que tampoco ha conservado» Hemos visto al Temboro perder 1,600 metros de su altura á causa de la violenta explosion de 1815, es decir, quedó reducido á la mitad.



Fig. 139.—Cráter del volcan Hecla en Islandia

Las dimensiones de los cráteres no suelen estar en relacion con la altura absoluta ni con la relativa. Esta depende del modo de actividad del volcan, y de la mayor ó menor violencia de las erupciones anteriores. Las aberturas de los conos que se hallan en actividad moderada y continua son por lo comun pequeñas, al paso que los cráteres formados por explosion, como lo fueron el Somma del antiguo Vesubio y el Valle del Bove del Etna tienen diámetros enormes. La isla de Palma presenta una cuenca crateriforme, la Caldera, que no baja de 7,000 metros de diámetro; el Valle del Bove tiene 6,000, miéntras que el cráter del cono principal del

Etna, el Mongibelo, sólo llega á 500 metros. El de Sindoro, más elevado que el Etna, tiene 100 metros de diámetro. Entre los volcanes modernos, los de la isla de Havai son los más notables por este concepto; el cráter del Mauna Loa tiene 2,500 metros de diámetro por 150 á 200 de profundidad; el de Kilauea, que contiene, á 300 ó 400 metros de profundidad, un lago de lavas hirvientes, mide 5.000 metros de diámetro máximo. El cráter del Tengger, en la isla de Java, tiene tambien 5 kilómetros de diámetro.

Hemos dicho que durante los períodos eruptivos de ciertos volcanes se forman transitoriamente conos de todas dimensiones, de los cuales brotan escorias, cenizas, vapor, y con frecuencia lavas. En los costados del Etna se han llegado á contar hasta 700 de estos conos, procedentes de distintas erupciones. Sus alturas sobre las grietas en que han surgido, así como los diámetros de sus cráteres, son por demás varios, de lo cual es fácil cerciorarse comparando las dimensiones de algunos de ellos con las del cráter principal.

Durante la erupcion de 1865, se formaron en la gran grieta que atravesando el cráter del Frumento, se dirigia por un lado hácia el principal del Etna y por otro hácia el monte Storello, hasta siete conos adventicios de los que salieron los grandes regueros de lavas que hemos descrito.

III

LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS: FENÓMENOS GENERALES

Ocupémonos ahora de los fenómenos que caracterizan á las erupciones propiamente dichas, es decir, á los que se observan cuando la actividad de un volcan, adormecido ó apagado durante un período de cierta duracion, se despierta de pronto como si sufriera un acceso de violento paroxismo. Existen relatos numerosos y muy circunstanciados de las erupciones históricas de varios de los volcanes más célebres de Europa, Asia, América y Oceanía, escritos por testigos, que á la verdad, no eran todos igualmente competentes para expresar sus impresiones en lenguaje rigurosamente científico. Cada erupcion individual ofrece particularidades dependientes de la intensidad de las fuerzas volcánicas, de la estructura propia del volcan, etc. Sin embargo, los fenómenos generales ó comunes á todas las erupciones son bastante característicos para que se pueda hacer una descripcion de ellos aplicable á su mayoría.

Una erupcion volcánica va casi siempre precedida de ligeras oscilaciones del suelo, cerca de la montaña ó en la montaña misma (1). Estas oscilaciones ó sacudidas van aumentando poco á poco de intensidad y de frecuencia, yendo acompañadas de ruidos subterráneos, sordos al principio y luégo más retumbantes, parecidos á descargas cerradas de fusilería, ó á estampidos de cañones de grueso calibre.

Al mismo tiempo que estos fenómenos precursores, indicios de una catástrofe próxima, y que pueden durar algunos dias ó tambien muchas semanas, se nota una calma, una pesadez particular en la atmósfera. El caudal de las fuentes inmediatas al volcan disminuye y hasta desaparece del todo, y los pozos se secan. Si el cráter fuese préviamente asiento de algunas emanaciones gaseosas, los chorros de vapor de estas fumarolas se tornan más abundantes, más frecuentes y los silbidos que producen al escaparse al aire, cada vez más estruendosos.

De pronto, á una sacudida más violenta que todas las demás sigue una explosion formidable que lanza á los aires el fondo del antiguo cráter, obstruido por las masas de lava solidificada, las escorias y la ceniza de las erupciones anteriores. A veces hay puntos en los costados del volcan en que la resistencia es menor y entónces la erupcion se abre paso por un nuevo cráter, despidiendo verticalmente á prodigiosa altura fragmentos de rocas y una gran masa de vapores que ascienden en forma de columna de nubes globulares que brillan con deslumbradora blancura á la luz del dia. «Al llegar á cierta altura, determinada por su densidad con relacion á la atmósfera, esta columna se dilata horizontalmente, y si las corrientes atmosféricas

(1) Acontece tambien que los temblores de tierra precursores se sienten únicamente en una porcion de los flancos del volcan. Por ejemplo, cuando la erupcion del Etna en enero de 1865, la sacudida que precedió inmediatamente á la erupcion se sintió tan sólo en la vertiente nordeste del monte. «En Lavina, cerca de Piedimonte, dice M. Fouqué, fué de tal intensidad que los habitantes asustados huyeron de sus casas y pasaron la noche al aire libre sin atreverse á volver á ellas. En cambio, el temblor de tierra fué tan poco perceptible en Catania, que casi no se notó.»

no la empujan en una direccion particular, se esparce por todas partes á modo de nube circular, turbia y oscura. Cuando median ciertas circunstancias atmosféricas muy favorables, la nube con la columna que la soporta se asemeja á un inmenso quitasol ó al pino de Italia, al cual comparó Plinio el Jóven la nube de la erupcion del Vesubio en 79, y que se reprodujo idénticamente en 1822 (1) Contrastando con esta columna de blancas burbujas de vapor, se ve un chorro no interrumpido de cenizas negras, cuyos mayores y más pesados fragmentos caen al suelo despues de describir en el aire una curva parabólica. El chorro de materias sólidas llega á veces á muchos miles de piés de altura, y la columna de vapores se eleva todavía más. De la nube brotan por todas partes, pero en especial de sus bordes, sinuosos relámpagos de extraordinaria belleza. El aumento continuo de la nube intercepta en breve la luz del dia, y la rápida caida de la arena y cenizas que contiene contribuye á rodear la atmósfera de tinieblas, y á aumentar el espanto de los habitantes de las cercanías.» La elevada columna de humo, visible de dia, y que, segun acaba de decirlo el sabio geólogo inglés, es á veces bastante densa para interceptar la luz, cede el puesto de noche á una columna luminosa de la misma altura, pero inmóvil y únicamente cambiando algun tanto de intensidad. Sin embargo, de vez en cuando la surcan líneas de fuego más brillantes, parecidas á fuegos de artificio, trazadas por las escorias que la fuerza explosiva lanza fuera del cráter. Durante la erupcion del Etna en 1865, uno de los cráteres que formó, tuvo á mediados de abril una recrudescencia de actividad. M. Fouquet, que le observaba á la sazon, dice: «Arroja piedras incandescentes que en medio de la oscuridad de la noche forman haces de fuego que compiten en brillo con las más hermosas piezas de fuegos artificiales. Estas piedras, despedidas á alturas prodigiosas, caen en los costados del cono, llenándolo algunos minutos como de brillantes estrellas.»

La fase álgida de la erupcion está caracterizada generalmente por un fenómeno de gran importancia, la salida de la lava fuera de las paredes del cráter. Unas veces es causa de esta salida la ascension progresiva de la materia flúida incandescente hasta el borde inferior del cráter mismo, lo cual sucede en los conos volcánicos de poca elevacion. Al llegar allí, la lava se desborda y corre á torrentes por las laderas de la montaña. Pero en los volcanes de alguna elevacion, la masa flúida levantada por la fuerza expansiva de los vapores ejerce tan intensa presion contra las paredes internas, que estas acaban por ceder, y se abren grietas en muchos puntos y á diferentes alturas, por las que se escapa la lava á los flancos exteriores del cono. Así sucedió durante la erupcion del Vesubio en 1861, en que la lava salió por un punto muy inmediato á la base de la montaña, y cuando la del Etna en 1865, en que desde el principio se formó una grieta profunda en direccion de la línea que reune el cráter principal con el del Frumento, prolongándose despues hasta debajo de este; de esta grieta, en la que se formaron, espaciados como otros tantos ojales, siete pequeños cráteres, salieron los torrentes de lava que inundaron todo el valle de la Colla Vecchia. Por último, notóse el mismo fenómeno en 1866, durante la erupcion del Mauna Loa en la isla de Havai. La lava se abrió paso por el lado oriental del volcan y como á la mitad de su altura, saliendo con tanta violencia que una columna líquida incandescente, de más de 30 metros de altura, saltó como un chorro de agua inmenso á más de 300 metros, ántes de formar el torrente, que devastó todo un lado de la isla de Havai.

La salida de la lava puede tener una duracion que varía entre algunos dias y muchos meses. M. Fouqué dice en la descripcion de la erupcion del Etna de 1865 que la salida de la lava que marcó el principio del fenómeno en la noche del 30 al 31 de enero, cesó por primera vez á fines de febrero; volvió á empezar el 6 de marzo, y el 21 de mayo las corrientes de lava emprendian otra vez con actividad creciente su devastadora marcha.

(1) «Remontábase la nube á los aires, sin que pudiera distinguirse á tan larga distancia de qué montaña habia salido: por lo que ocurrió en seguida conocióse que era del monte Vesubio. Su forma se asemejaba á la de un árbol, particularmente á la de un pino, porque, elevándose al cielo como un tronco inmenso, su cabeza se ramificaba. Creo que un viento subterráneo empujaba al principio este vapor con impetuosidad, mas no haciéndose sentir su accion sino hasta cierta altura en la que la nube bajaba por su propio peso, esta se extendia horizontalmente. Tan pronto parecia blanca, como negruzca ó de diferentes colores, segun que estaba más ó ménos cargada de ceniza ó tierra.»

Cuando la lava cesa de manar, la erupcion toca á su fin. Sin embargo, acontece que el cráter sigue siendo largo tiempo foco de emisiones gaseosas; la expulsion de escorias y cenizas va disminuyendo, y la lava enfriada y solidificada, así como los montones de escorias y cenizas, obstruyen progresivamente el orificio y las grietas, pudiendo darse la erupcion por concluida. El volcan entra de nuevo en un período de inactividad completa, á no ser que continúe emitiendo simples vapores, en cuyo caso pasa al estado de solfatara.

Para dar más precision á la forzosa vaguedad que lleva en sí una descripcion general de las erupciones volcánicas, completémosla con algunos datos históricos tomados de recientes observaciones. Consideremos por ejemplo la erupcion del Vesubio de los últimos dias de abril de 1872, la cual se distinguió como veremos, por su violencia así como por su corta duracion.

Desde 1865, el célebre volcan se hallaba alternativamente en lo que se llama la fase de actividad estrombólica y en la de actividad solfatárica. La última erupcion habia ocurrido en noviembre de 1871. El 15 de enero de 1872 tuvo el volcan una recrudescencia, caracterizada por detonaciones sordas y la salida de piedras incandescentes. En febrero y marzo, tuvo el cono marginal de 1871 pequeñas erupciones intermitentes, que se hicieron continuas á principios del mes de abril. Por el gran cono empezó á salir lava al Atrio del Cavallo. El 8 se abrió una grieta en el cono principal, la cual se agrandó considerablemente diez y ocho dias despues. Miéntras tanto aumentaba la actividad de los cráteres y las detonaciones eran más fuertes. A eso de las cuatro de la tarde del 24 de abril, manó abundante lava de la cima del cono principal de 1867, y á las dos horas habia llegado ya á la base de la montaña. A las siete, la grieta dió paso á torrentes de lava, y toda la mitad del cono grande, visible desde Nápoles, estaba cubierta de fuego, desde la base á la cima.



Fig. 140.—El Vesubio, durante la erupcion del 26 de abril de 1872

Tan magnífico espectáculo, que duró toda la noche, desapareció en la mañana del 25. Pero no por eso dejó de atraer á la noche siguiente muchas personas, ganosas de observar, durante aquel período de calma relativa, la salida de masas incandescentes arrojadas por los cráteres. A las tres y media de la mañana hubo una explosion formidable, y se formó en el Atrio un boquete que vomitaba torrentes de lava, casi debajo de los piés de los imprudentes espectadores, muchos de los cuales murieron aplastados por las escorias, ó quemados y asfixiados por el vapor de agua, la ceniza y los vapores

ácidos. Un observador, que examinó de cerca los fenómenos, describe en los siguientes términos el aspecto del Vesubio despues de tan terrible suceso:

«Era ya imposible conocer el Vesubio y el Atrio del Cavallo, cubiertos de cenizas blancas; en aquel momento no se divisaba ninguna lava. La fuerza interna, que produjo un efecto análogo al de la explosion de una inmensa caldera de vapor, habia lanzado al Atrio, al Nor-noroeste, una porcion del cono marginal de 1871 con toda la parte del cono mayor hasta la base comprendida debajo de aquel hácia el Nornoroeste; y únicamente quedaba la parte del cono marginal fronteriza al Observatorio, que se prolongaba hasta abajo, siguiendo la gran hendidura de 1871 y formando como un barranco.

»A eso de las siete de la mañana empezó la gran erupcion. La primera boca que se abrió fué en el Atrio al Noroeste, yendo precedida de una emision extraordinaria de cenizas y vapores que formaban un *pino* inmenso, y que ahuyentaron á todo el mundo excepto al conserje y á mí; entónces la lava corrió como un rio, y pasando por delante del Observatorio, se dirigió hácia Resina.



Fig. 141.—El Stromboli

»A las nueve abrióse otra boca de erupcion en el cono grande, al Sud-sudoeste, hácia la parte baja del antiguo cráter, cuya abundante lava corria entre los Camaldoli y Torre del Greco.

»A las diez, y despues de una gran tempestad y de continuas detonaciones, se abrieron otras bocas en el Atrio del Cavallo, y la lava, llenando al punto la Vetrana, bajó como un ancho torrente hácia las Novella y las aldeas de Massa y San Sebastiano. Toda la noche del 26 al 27 fué aquello un inmenso incendio con el incesante acompañamiento de los bramidos terribles del volcan. Veinticuatro horas despues la lava se detenia, y entónces empezó la salida de cenizas y lapilli, acompañadas de estampidos y relámpagos en la cima del cono grande. A principios de mayo cesaron gradualmente todos estos fenómenos (1).»

En esta erupcion notable son de notar dos circunstancias: la primera, que la salida de la lava ha coincidido con la formacion de grietas anchas y profundas en un lado del cono grande y en el Atrio; únicamente ha brotado por este último espacio, pero tranquilamente y sin saltar, sin que se formaran cráteres adventicios, como durante la erupcion del Etna en 1865. La segunda circunstancia es la corta duracion de la fase de paroxismo, que apénas ha comprendido ocho dias, desde el 24 de abril al 1.º de mayo.

Contrastando con esta intermitencia de los

(1) Carta de M. Diego Franco á M. C. Sainte-Claire Deville. M. Franco, ayudante de M. Palmieri en el Observatorio del Vesubio, se retiró á descansar el 24 de abril á la una de la mañana, y á las pocas horas le despertó el ruido de la explosion.

fenómenos volcánicos que á un período más ó ménos largo de calma ó de escasa actividad hace que sigan violentas explosiones, á menudo desastrosas para las regiones circunvecinas, debemos oponer la continuidad de los fenómenos que constituyen la clase de actividad á que se da el nombre de *estrombólica*, del foco que en altísimo grado la presenta. Hemos dicho ya que el cono de Stromboli, una de las islas Lípari, está en perpetua actividad, segun se desprende de las tradiciones históricas. Spallanzani lo observó en 1788, y despues de él Hoffmann, Humboldt, Rose y Scrope. Véase cómo describe este último los fenómenos de que fué testigo cuando subió á dicho volcan en 1820. Despues de recordar que la isla de Stromboli tiene casi la forma de una elipse, y que su elevacion es la de un cono de 1,000 metros de altitud y de 30 á 50 grados de inclinacion, añade:

«Tiene un cráter en su cima, desmoronado hácia el Norte. En este mismo lado baja hasta el mar un plano inclinado, liso, de unos 50 grados, que parte inmediatamente del *fondo* del cráter. Lo empinado de esta cuesta hace que las escorias vomitadas de continuo por el cráter no puedan permanecer en ella; por consiguiente las que caen por este lado corren hasta el mar, donde, despues de haber sido trituradas por las olas, las corrientes se las llevan sin duda mar adentro.

»Al llegar al borde culminante del cráter, por un sendero que empieza en la parte habitada de la isla, el observador puede mirar directamente en la boca del volcan, á un centenar de metros debajo de él. Cuando lo visité en 1820, pude comprobar la exactitud del relato de Spallanzani y cerciorarme de que los fenómenos de esta época eran precisamente iguales á los que él habia descrito en 1788. Se ven dos aberturas entre las negras rocas caóticas de lava escoriforme que constituyen el pavimento del cráter. Una de estas aberturas parece vacía, pero á cortos intervalos sale de ella un chorro de vapor rugiente, como de un horno cuando la portezuela está abierta, aunque con mucho más ruido, y esto durante un minuto. En la otra abertura, que tiene unos veinte piés de diámetro y está situada á algunos más de distancia, se ve claramente una masa de materias derretidas, que despide vivo resplandor, y se eleva y vuelve á caer á intervalos de diez minutos próximamente. Siempre que al elevarse esta masa llega al borde del cráter, se abre en su centro como una gran burbuja que revienta, y al estallar vomita un espeso volúmen de vapor, acompañado de una emision de fragmentos de lava incandescente y de escorias informes que se elevan á algunos centenares de piés sobre los bordes del cráter. Muchos de dichos fragmentos no llegan á tanta altura, pues parte de ellos vuelven á caer en el cráter para ser despedidos de nuevo. Sin embargo, otra parte considerable cae en la empinada cuesta de que he hablado, rueda hasta el mar, y como el cráter conserva su profundidad y su forma, claro está que despues de varias emisiones, casi todas estas escorias emprenden tarde ó temprano el mismo camino para diseminarse por el fondo del Mediterráneo.»

Parece indudable que lo que causa aquí la continuidad de la accion volcánica es que la abertura del cráter no está obstruida nunca y por consiguiente la lava permanece en comunicacion constante con el aire libre, ó á poca diferencia, con el exterior. El volcan de Masaya, cerca del lago de este nombre en Nicaragua, se se encuentra en las mismas condiciones. En el fondo del cráter se ven enormes burbujas de lavas líquidas que se elevan y vuelven á caer con regularidad casi cada cuarto de hora. Negras escorias flotan en la superficie inflamada del abismo, cuyo nivel suele estar por término medio á muchos centenares de piés debajo del borde del cráter; sin embargo, por efecto de una repentina y vehemente ebullicion, la lava llega á veces al márgen superior y se desborda vomitando un monton de piedras caldeadas al rojo. El lago de lavas del Kilauea produce fenómenos parecidos en gigantesca escala. Más adelante nos ocuparemos de ello.

IV

LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS; TORMENTAS, CENIZAS, LAVAS

La salida de las lavas, que es el fenómeno capital de las erupciones violentas, no siempre es el incidente más peligroso de ellas. Verdad es que todo lo destruyen ó poco ménos á su paso; mas por lo comun su marcha es bastante lenta para que tanto los hombres como los ani-

males que se encuentran en la region puedan librarse de sus efectos. No sucede lo mismo con las cenizas en ciertas erupciones en que su abundancia es tal que lo inundan y cubren todo. Pero lo que más desastres puede causar son los torrentes de lodo ó agua cenagosa juntamente con las violentas sacudidas de los terremotos. Algunos volcanes de Java y de América arrojan, desde el fondo de sus cráteres, en vez de lava, torrentes de un barro líquido que se desparrama por sus flancos como aquella, pero con rapidez mucho mayor y cuyos efectos destructores son terribles. En los volcanes de Islandia, la lava incandescente brota entre las nieves y los hielos de que están cubiertos, los derrite instantáneamente, y forma con el agua resultante de esta fusion materias cenagosas que causan terribles inundaciones. Aparte de estas causas de formacion del barro, que dimanan de la constitucion interior de los focos ó de las condiciones climatológicas, hay otra que se observa con bastante frecuencia en las erupciones ordinarias, y es que pueden reunirse en ellas todas las condiciones de la formacion de una verdadera tormenta.

«Una tempestad volcánica, dice Fuchs, no es un fenómeno que ocurra fortuitamente al mismo tiempo que la erupcion, sino que es efecto de la erupcion misma.»

En efecto, la condensacion de las enormes masas de vapor de agua emitidas por el volcan, sobre todo al principio de la erupcion, es causa de que se formen densas nubes que se reunen á grande altura, descienden luégo poco á poco, y acaban por envolver la cúspide hasta ocultarla enteramente. Los relámpagos que rasgan la nube tempestuosa disipan momentáneamente la oscuridad (1), y una lluvia copiosísima, mezclada con las cenizas de la erupcion, produce torrentes de agua cenagosa que abren barrancos en los costados del cono, y destruyen las regiones cultivadas de las cercanías.

En los volcanes que están en erupcion permanente, como el Stromboli, el vapor de agua forma sobre el cono una nube blanca ó cenicienta que permanece inmóvil y se deshace en ligeros chubascos si hace buen tiempo, ó en caso contrario, se disipa obedeciendo al impulso del viento. El vapor que surge del cráter del Erebo, en las regiones polares del Sur, vuelve á caer en forma de nieve á barlovento de este volcan.

Digamos ahora algunas palabras acerca de la naturaleza y aspecto exterior de la alta columna de vapores que aparece desde el principio de la erupcion. Hemos dicho ántes que presenta varios tonos. Las partes que se remontan en forma de nubes redondas de deslumbradora blancura están compuestas principalmente de vapor de agua: las que tienen un color oscuro y negro contienen además mayor ó menor cantidad de polvo sumamente tenue mezclado con fragmentos de piedras de pequeñas dimensiones conocidas con el nombre de *lapilli*. A ese polvo, que como los lapilli no es otra cosa sino lava reducida por el vapor á un estado de extraordinaria division ó acribillada de numerosos poros, se le da el nombre de *cenizas volcánicas*. Fuchs hace observar con razon que esta denominacion es impropia, por cuanto en este caso no se aplica, como cuando se trata de las cenizas ordinarias, á un residuo de combustion. «La ceniza volcánica, dice, consiste en un polvo delicado, fino y gris, pero se compone de los mismos elementos que la lava. Examinada con el microscopio, se ve que está compuesta de muchos cristalitos y fragmentos de cristales procedentes de varios minerales, y de pequeños fragmentos vitrificados de lava. Como las lavas de los volcanes se componen de diferentes mezclas de minerales, sus cenizas contienen tambien especies minerales distintas, que corresponden exactamente á las de la lava.»

(1) Los fenómenos eléctricos de las erupciones son al parecer efecto de la presencia simultánea del vapor de agua y de las cenizas en las mismas nubes; á lo ménos así puede deducirse de las observaciones hechas por Palmieri en el Vesubio en abril de 1872. «La direccion del viento, dice, empujaba casi siempre la columna de vapores, cenizas y lapilli hácia el Observatorio, gracias á lo cual he podido hacer interesantes observaciones electrométricas con mi aparato bifilar de conductor móvil. Resulta de ellas que el vapor solo, sin cenizas, da fuertes indicaciones de electricidad positiva; la ceniza sola las da de electricidad negativa, y cuando ambas cosas se reunen, se notan curiosas alternativas que no puedo describir aquí. No se producen relámpagos en el vapor sino cuando este va mezclado con gran cantidad de cenizas, no siendo exacto que relampaguee sin tronar como han asegurado los antiguos observadores del Vesubio.» Esta última observacion del sabio director del Observatorio está plenamente confirmada por las siguientes líneas de un espectador de esta misma erupcion, M. de Verneuil: «El espectáculo es sorprendente, dice. En medio de la densa y oscura nube que coronaba el Vesubio, estallaba el trueno, cuyos continuos estampidos apénas apagaban el estruendo continuo y atronador de aquel inmenso horno.»

Hé aquí ahora la explicacion que el mismo autor da de las cenizas volcánicas:

«Durante la primera parte del período eruptivo, los vapores, largo tiempo contenidos, se abren paso al través de la lava que llena el cráter y la chimenea. La formacion de la ceniza depende del estado de esta lava y de la energía de la expulsion de los vapores. Cuando estos rompen la lava, lanzan al aire la capa superficial que los retiene y la reducen á tenues partículas de polvo. Las pequeñas partículas de lava así formadas pierden rápidamente su estado de incandescencia á causa de su tenuidad, y aparecen en forma de ceniza oscura ó de polvo. Por consiguiente las condiciones de la formacion de las cenizas consisten: 1.º en la gran fluidez de la lava; 2.º en la presencia de gran número de partículas no fluidificables á la temperatura reinante y que flotan en la lava; 3.º en la gran fuerza explosiva de los vapores que se desprenden de ella.» Fuchs añade, y en nuestro concepto con razon, que una gran parte de las cenizas está constituida sin duda por lava derretida que no se ha solidificado hasta despues de la pulverizacion. Lo que da probabilidad de certeza á esta hipótesis es la prodigiosa cantidad de cenizas despedida en ciertas erupciones volcánicas. Citemos algunos casos en su apoyo.

El más antiguo y conocido es el de la famosa erupcion del Vesubio en el año 79. Tres ciudades, Stabies, Herculano y Pompeya, sepultadas bajo una espesa capa de cenizas, probablemente diluida por el vapor de agua, y que cubrió todos los monumentos, son suficiente prueba de la formidable cantidad de materias pulverulentas que vomitó el volcan. Por espacio de cuatro dias consecutivos, aquella lluvia terrible, sofocante, sumió en tinieblas las regiones vecinas. Segun Dion Casio, el viento llevó las cenizas hasta Roma, y áun hasta Egipto.

En los tiempos modernos, la erupcion del Temboro, de la que hemos hecho ya mencion al hablar de la destruccion de su cono, fué notable por la prodigiosa cantidad de cenizas arrojadas. Toda la superficie de la isla de Sumbawa quedó cubierta de escorias y cenizas volcánicas, y trasformada en un desierto árido, habiendo sucumbido millares de personas. En la próxima isla de Lombok, cayó una capa de ceniza de 50 á 60 centímetros de espesor. Las cenizas se desparramaron por un radio de 500 kilómetros que comprende á Java, una parte de Sumatra, Borneo y hasta la costa Noroeste de Australia. En ciertos puntos del mar flotó una capa de piedras pómez de más de un metro de espesor, de suerte que los buques se abrian difícilmente camino al través de aquel banco de nuevo género.

El Coseguina, volcan de la América central, de 170 metros de altura solamente, rodeado por tres lados por el mar, tuvo en 1835 una terrible erupcion caracterizada tambien por el inmenso volúmen de cenizas y piedras pómez que despidió á larga distancia. Calcúlase que la superficie de la region cubierta por ellas no bajó de 4 millones de kilómetros cuadrados y el volúmen de las materias expelidas de 50,000 millones de metros cúbicos.

Todo el mundo conoce, por haberla leido en los periódicos y revistas, la catástrofe que asoló á fines de agosto de 1883 las islas del estrecho de la Sonda y gran parte de las de Sumatra y Java. La erupcion volcánica que causó tantas víctimas y tantos estragos partió de una pequeña isla del estrecho de la Sonda, conocida con el nombre de Krakatoa, nombre que ha adquirido perdurable celebridad. En esta isla habia tres picos, el ménos elevado y más septentrional de los cuales, llamado Perboewatan, dió ya indicios de actividad en 1860 y en mayo de 1883; el de en medio, Danan, entró tambien en erupcion en agosto, y el Rakata, que era el más alto (822 metros), era asimismo un antiguo cráter, pero que permaneció inactivo durante la última erupcion. De mayo á agosto, hubo ya en el primer cráter una fase eruptiva de intensidad variable; el 26 de este último mes, las explosiones aumentaron mucho de intensidad, y á las diez de la mañana del 27 ocurrió la más formidable de todas. El 28 por la mañana todo habia terminado.

Durante los dias 26 y 27 de agosto se oyó casi sin interrupcion un bramido sordo semejante al fragor del trueno, acompañado á intervalos de violentas explosiones, las unas comparables á cañonazos, y las más terribles, mucho más breves pero más crepitantes, no podian compararse con ningun ruido conocido. Para dar una idea de la intensidad extraordinaria de

los sonidos producidos por estas explosiones, citemos algunos puntos desde los cuales se oyeron. La distancia á que se propagaron las ondas aéreas, con bastante fuerza para que se las percibiese como ondas sonoras, excede probablemente á todo cuanto se conocia por tal concepto.

«Los estampidos, dice M. Verbeck, se oyeron en Ceilan, en Birmania, en Manila, en Dorey, en el Geelvinkbaai, en Nueva Guinea, en Perth en la costa occidental de Australia, así como en todos los sitios más proximos á Krakatoa. Si tomando esta isla por centro, se traza un círculo con un radio de 30 grados ó 3333 kilómetros, este círculo pasa precisamente por los puntos desde los cuales se oyó el ruido. La superficie de este círculo, ó hablando con más propiedad, de este segmento esférico, es más de la décimaquinta parte de la superficie de la Tierra. No se tiene noticia de que en lo antiguo hubiese ocurrido ninguna erupcion cuyo estruendo se haya propagado á tan enorme distancia.

»Además de estas vibraciones sonoras, se formaron tambien, cuando las explosiones, ondas aéreas de gran longitud, que no se dieron á conocer con sonidos, pero que no por eso dejaron de producir singularísimos efectos. Las más rápidas de estas vibraciones se comunicaban naturalmente á los edificios y á los tabiques de las habitaciones, de suerte que los objetos colgados de ellos ó del techo se pusieron en movimiento, y por ejemplo, en Batavia y en Buitenzorg, que distan 150 kilómetros de Krakatoa, las puertas y ventanas se abrieron y cerraron con estrépito, los relojes se pararon, cayeron las figuras puestas sobre los armarios y los depósitos de las lámparas colgantes saltaron fuera de los aparatos de suspension y cayeron con sus globos y tubos al suelo.»

Pero ocupémonos de la principal circunstancia que nos induce á hablar de este suceso. Hasta las diez de la mañana del 27 de agosto, momento en que sobrevino la explosion más formidable, las materias arrojadas eran tan sólo cenizas más ó ménos húmedas, aunque en extremo abundantes como vamos á ver; pero á partir de aquel instante, salió tambien barro, mezcla de arena volcánica y de agua de mar, lo cual consistió en que las primeras erupciones ocurrian sobre el nivel del mar, al paso que despues de la terrible explosion que ocasionó el derrumbamiento de la mitad del cráter y de toda la parte septentrional de la isla, se trasformaron en erupciones submarinas, y en lugar de cenizas, escorias sólidas y piedras pómez, vomitaron barro. Un buque inglés, el *Governor General London*, que habia salido de Batavia el 26 de agosto por la mañana y habia entrado de arribada en la rada de Anjer á las dos de la tarde, recibió á las seis una lluvia de cenizas y piedras pómez en su cubierta. Al otro dia fué tan copiosa esta lluvia que el capitan Linderman tuvo que echar el ancla en la bahía de Anjer. El cielo se puso tan oscuro como en la noche más tenebrosa. Luégo, á la lluvia de piedras pómez sucedió otra de barro tan copiosa, que en diez minutos hubo en la cubierta del buque una capa de medio pié de espesor. Al dia siguiente el capitan quiso salir de la bahía, pero se encontró con un inmenso banco flotante formado de una capa de piedra pómez de más de dos metros de espesor.

Hé aquí algunas cifras entresacadas de la narracion de M. Verbeck que acabará de dar una idea de los materiales, cenizas, piedras pómez y barro, lanzados por la explosion. Los mayores fragmentos cayeron en un radio de 15 kilómetros alrededor de Krakatoa, habiendo formado en la superficie de este círculo una capa de materias volcánicas que variaba entre 20 y 40 metros. En ciertos puntos de la isla se veian montes de ceniza de 60 á 80 metros de altura. «Un cálculo todo lo aproximado posible de la cantidad de materias sólidas expulsadas, dice M. Verbeck, me ha dado la cifra de 18 kilómetros cúbicos.» Las dos terceras partes de esta masa quedaron en el círculo de 15 kilómetros de radio trazado alrededor de Krakatoa como centro.

Otros fenómenos de sumo interés, pero ajenos á este lugar, distinguieron esta erupcion extraordinaria. Por ejemplo, una oleada de amplitud prodigiosa invadió las próximas costas de Sumatra y Java, lo arrasó todo á su paso y propagándose á lo léjos, se hizo notar hasta los confines de la Tierra: y áun parece que dió muchas veces la vuelta á ella. Se ha atribuido la persistencia de los arreboles crepusculares que, muchos meses despues del suceso, se ob-

servaron en todas las partes del mundo, á las cenizas mezcladas con vapor de agua salidas del volcan. La formacion de la inmensa oleada se explica fácilmente atribuyéndola al hundimiento en el seno del mar de la masa de los conos volcánicos de que partió la explosion y de la porcion desaparecida de la isla, sobre la cual marca hoy la sonda profundidades de 200 metros. En cuanto al efecto óptico de los arreboles, admítese que tiene por causa la suspension á grande altura en la atmósfera, de una nube formada por las partículas sumamente tenues de las cenizas expulsadas y mejor áun por las del vapor de agua, partículas que condensadas y cristalidas, son susceptibles de producir efectos de refraccion, de difraccion y las coloraciones que son su consecuencia.

Para terminar lo que teníamos que decir acerca de las erupciones volcánicas, hagamos tambien mencion de la columna de fuego que sustituye de noche á la de cenizas y vapores visible durante el dia. Creíase en otro tiempo que la formaban las llamas de la combustion que se suponia haber en el interior del cráter; pero era fácil ver que la apariencia de aquel resplandor no correspondia á la idea que puede formarse de las masas gaseosas incandescentes; pues subsiste tranquila, fija y como invariable en su forma, y muy léjos de estar sujeta á las continuas fluctuaciones de las llamas que arden al aire libre. Despues se creyó explicar su causa admitiendo que dicha columna está formada por la reunion de las partículas incandescentes arrojadas sin cesar por el cráter; pero en este caso ¿cómo era posible ver las estrellas, como se las veia, al través de un resplandor que forzosamente debia ser opaco? Cierto es que de vez en cuando se ven semejantes partículas en la columna luminosa, en forma de surcos de fuego parecidos á relámpagos. Pero en realidad la columna tiene por causa la luz que refleja la atmósfera (1), más ó ménos vivamente iluminada por la lava incandescente que llena el cráter. Los vapores, y hasta el humo despedido por el cráter, contribuyen al resplandor del fenómeno. Hemos hablado de la fijeza de este resplandor que conserva en efecto una inmovilidad y una calma imponentes. Pero su brillo es tan variable como el de la lava, de la cual es reflejo. Cuando la masa flúida se enfria, su superficie, que es de un color blanco deslumbrador, pasa al rojo cada vez más oscuro y la columna de fuego se amortigua. Si la erupcion recrudece, despide á larga distancia la capa superficial y devuelve á la columna su brillo primitivo.

V

LAS LAVAS: SU COMPOSICION QUIMICA Y MINERALÓGICA

Hasta ahora hemos descrito las circunstancias exteriores de la erupcion, sus apariencias grandiosas ó terribles, sus efectos con sobrada frecuencia destructores; la explosion, el lanzamiento de vapores y cenizas, la salida de lavas son como los actos de este drama, cuyos actores son las fuerzas físicas exteriores y subterráneas en conflicto. Antes de decir cómo se explican las peripecias del drama, importa estudiar más á fondo sus elementos. Las materias expulsadas por la erupcion, sólidas, líquidas y gaseosas proceden todas ellas de las profundidades inaccesibles de las capas subyacentes. Averiguando cuál sea su naturaleza, por el triple concepto físico, químico y mineralógico, los sabios han establecido las bases firmes de una teoría de los fenómenos volcánicos; basándose únicamente en los resultados de observaciones y experimentos comparativos, y en las investigaciones practicadas en los lugares mismos del fenómeno miéntras este ocurria, y valiéndose de todos los recursos de los actuales métodos de análisis, han podido sorprender el secreto de las modificaciones sufridas por los productos eruptivos, remontarse á su causa y sustituir así los sistemas y las hipótesis que hasta entónces

(1) «La deslumbradora luz que despiden las masas de escorias ó la lava inflamada de que estas masas se escapan, reflejada por la nube de vapor acuoso que flota sobre el cráter, produce esa apariencia luminosa á la cual se da sin razon el nombre de *llama* en los relatos escritos por personas incompetentes. Pero ¿salen en realidad llamas de un volcan en erupcion, á consecuencia de la inflamacion del hidrógeno ó de otros gases inflamables? Esta pregunta quizá no ha obtenido aún respuesta. Si efectivamente salen, tan sólo se las podrá observar en circunstancias especialmente favorables, porque su escasa luz debe desaparecer enteramente, ofuscada por el reflejo más brillante de la lava incandescente. Abrich cree haber visto inflamaciones débiles, pero reales, de gas hidrógeno en el interior del Vesubio.» (P. Scrope, *Los Volcanes.*) Durante la erupcion que hizo surgir el Giorgios en la bahía de Santorin, aparecieron varias veces llamas rojizas durante la noche, primero sobre la superficie del mar, y luégo por encima de las masas que forman el islote. No es pues dudoso que en ciertas erupciones volcánicas se vean llamas rojizas; pero tambien es cierto que estas llamas no entran por nada en el fenómeno de la columna de fuego.

habian prevalecido en la ciencia, con otros más exactos y razonables.

Las lavas en sus varias formas y las emanaciones gaseasas durante las diferentes fases de actividad de los volcanes, son las dos categorías de productos eruptivos en las que se pueden clasificar todos los materiales arrojados por los cráteres ó por las demás hendiduras del suelo volcánico.

Hablemos primeramente de las lavas.

Bajo esta denominacion debe comprenderse, no tan sólo las materias que han pasado al estado flúido por efecto de su elevada temperatura y que se desparraman en forma de arroyos ó regueros por las laderas de la montaña, sino tambien las escorias, bombas volcánicas, piedras pómez, lapilli, cenizas ó arena que arroja el cráter durante su erupcion.

Las bombas son fragmentos de lava lanzados por la explosion en estado de fluidez completa. Estas especies de gotas están animadas, durante el curso de su trayectoria, de un movimiento de rotacion que les comunica una forma globular ó esférica, de lo cual procede su nombre. Despues de enfriadas y solidificadas, conservan su forma. Su volúmen, segun P. Scrope, varía desde el tamaño de los grandes motones de los barcos de guerra hasta el de una almendra ó una avellana. El mismo Scrope hace observar que su presencia puede ser muy preciosa para indicar el sitio en que ha ocurrido una erupcion en época remota, á falta de otro indicio. Así es que se puede seguir hasta su orígen un gran número de corrientes basálticas que surcan los flancos del Mont-Dore y del Cantal, gracias á las bombas y escorias que se encuentran con profusion en las partes más elevadas de dichas montañas.

Dase más comunmente el nombre de *escorias* á los fragmentos desiguales y llenos de asperezas, que, á causa de su brusco enfriamiento no han podido adquirir una forma regular. Las que pertenecen á lavas ligeras, vitrificadas y llenas de poros y vesículas por la accion de los gases son *piedras pómez*, cuya densidad es tan escasa que flotan en el agua. Los *lapilli* (1) son fragmentos redondos cuyo tamaño varía entre el de un guisante y el de una nuez; puede suponerse qué se forman lo mismo que las bombas, ó bien que han quedado reducidos á su tamaño por una especie de trituracion ocasionada por su mutuo roce. Cuando son más pequeños forman la *arena volcánica*, ó las *cenizas* si su tenuidad es tal que vienen á tener la consistencia de la harina ó de un polvo impalpable. Las escorias, los lapilli, la arena ó las cenizas constituyen la materia principal de que se componen los conos volcánicos. El análisis químico y micográfico ha demostrado la identidad de todos estos productos eruptivos con las lavas.

Veamos ahora cuál es la composicion de estas.

Ante todo digamos que esta composicion varía en extremo. Las lavas procedentes de distintos focos, ó tambien las que, salidas de uno mismo durante la misma erupcion, se han consolidado más ó ménos pronto en diferentes fases, presentan grandes divergencias con respecto á su constitucion mineralógica. Encuéntranse en ellas los mismos elementos simples agrupados y cristalizados de varios modos. Sin embargo, todas las lavas tienen un carácter comum y constante; y es que cuando están enteramente solidificadas, se encuentran en su masa partes amorfas en estado vítreo, restos del magma primitivo que componia la materia entera ántes de la separacion de los compuestos minerales especiales, ántes de toda cristalizacion. Las lavas se parecen además por otro concepto; pues todas ellas contienen en mayor ó menor abundancia y más ó ménos desarrolladas, pequeñas cavidades burbujosas, efecto sin duda de la expansion de los gases, y en especial del vapor de agua, que las penetraban cuando aún se hallaban en estado de fusion ígnea.

Los elementos químicos que constituyen la materia lávica son: sílice, que hace el efecto de ácido; alúmina, potasa, sosa, cal, magnesia, y hierro que son otras tantas bases en los diferentes silicatos que en muy distintas proporciones forman las lavas. Comparando las de las erupciones volcánicas actuales con dos tipos de rocas que no son otra cosa sino productos eruptivos de los antiguos volcanes, los *basaltos* y las *traquitas*, se las ha dividido en dos grupos principales, segun su mayor ó menor parecido con estas rocas, estableciéndose una distincion entre las *lavas basálticas* y las *lavas traquíticas;*

(1) Vocablo escogido por los geólogos italianos (en singular *lapillo*) y que por corrupcion se escribe á veces *rapilli*.

pero como hay lavas cuyos caracteres no aparecen bien marcados, se ha formado con ellas una clase intermedia, la de las lavas *traquidoleritas*. Hé aquí, segun Fuchs, cuáles son los caracteres distintivos de estos tres tipos:

«Las lavas basálticas son fáciles de conocer por su color oscuro casi negro, y cuando la roca es muy granuda, se puede distinguir muy bien el feldespato y la augita que constituyen su parte principal. La augita es el mineral que con mayor abundancia se encuentra en los basaltos, pero el feldespato cede con frecuencia el puesto, total ó parcialmente, á otros minerales, lo cual da orígen á diferentes variedades de lavas basálticas, las más frecuentes de las cuales son el *basalto leucitico* (Vesubio, colinas de Albano, etcétera), el *basalto de nefelina* (lava del Capo di Bove, Herchenberg en el Eifel, algunas lavas del Vesubio), el *basalto de anortita* (Islandia, Antillas) y el *basalto de sodalita* (Vesubio, etcétera).

Las lavas traquíticas tienen con frecuencia



Fig. 142.—Lava del Kilauea (erupcion de 1881). —I. 1, peridoto; 2, augita; 3, hierro oxidulado; 4, labradorita.— II. 5, microlitos de anortita; 6, microlitos de augita

un color enteramente claro, y casi siempre mucho ménos oscuro que las basálticas. Como la traquita comun, suelen estar compuestas de dos especies de basalto: la sanidina y la oliglocasa: la primera especie se encuentra á menudo en grandes cantidades contenidas en la pasta firme de la roca (Ischia). Puédense distinguir asimismo muchas variedades de lavas traquíticas segun los minerales incluidos en ellas: *traquita de sanidina*, *traquita de oliglocasa*, *de hauyna*, *de sodalita* y *fonolita*. (Acabamos de ver que la sodalita, que no se forma sino en ciertas condiciones favorables, despues de la salida de la lava, se encuentra tambien en las basálticas.)

Se puede caracterizar de otro modo las dos especies de lavas que dejamos definidas. Las traquíticas son notables por la cantidad de sílice que contienen, la cual suele pasar del 66 por 100; pobres en cal, en magnesia y en óxido de hierro, son en cambio ricas en sosa y en potasa; estas son las *lavas ácidas* ó *ligeras*, por oposicion á las *lavas pesadas* ó *básicas*, cuyo contenido de sílice no excede de 55 por 100, y que ricas en cal, en magnesia y en óxido de hierro, son pobres en potasa y en sosa: tales son las lavas basálticas, de color negro y gran densidad (2,95 á 3,10).

Las investigaciones recientes de los mineralogistas y el empleo del análisis micrográfico han difundido nueva luz sobre las causas de la variedad de composicion mineralógica de las diferentes especies de lavas, mostrando que la presencia de tal ó cual especie de cristales en la masa dependia sobre todo de la fase en que tenia lugar el fenómeno de la solidificacion. Para dar una idea de la importancia de los resultados conseguidos, no podemos acudir á mejor guía que al autor del notable estudio sobre los volcanes que hemos tenido ocasion de citar muchas veces. Hé aquí lo que dice M. Velain en el opúsculo de que hablamos:

«Todas las lavas salen á luz con una provi-

sion de cristales ya formados, cuyos contornos suelen estar bastante marcados y sus dimensiones son suficientemente grandes para poder discernirlos á la simple vista ó cuando más con la lente. La materia lávica, que cimenta todos estos minerales diseminados ó agregados en cantidades variables, de aspecto homogéneo y considerada largo tiempo como desprovista de todo vestigio de cristalinidad, se ve con el microscopio formada de un rico tejido de varios minerales, á los que por su reducido tamaño se les ha dado el nombre de *microlitos* (fig. 143).



Fig. 143.—Microlitos feldespáticos

»El descubrimiento de estos cristales microscópicos, así nacidos en el seno de la masa vítrea de las rocas volcánicas durante el acto de consolidacion de la lava y cuya existencia ni siquiera podia sospecharse ántes de la aplicacion del microscopio á la petrografía, ha sido una de las conquistas más importantes de la micrografía moderna, por cuanto el desarrollo de la cristalinidad en una sustancia amorfa es uno de los problemas que más largo tiempo han tenido preocupados á los mineralogistas. Valiéndose de microscopios de mucho aumento se ha podido advertir en esas partes vítreas de las lavas toda una categoría de formas elementales (*cristalitos*, fig. 144) muy interesantes, que es-



Fig. 144.—Cristalitos

tablecen toda clase de tránsitos entre el estado amorfo y el cristalino.

»Aún ha ido más allá el microscopio en la determinacion exacta de los elementos integrantes de las lavas; toda vez que ha suministrado datos exactos sobre sus asociaciones y su modo de combinarse, demostrando que la cristalinidad de estos varios minerales no se habia efectuado simultáneamente sino en muchos tiempos en cada uno de los cuales la cristalizacion ha presentado caracteres particulares cuyas diferentes fases pueden seguirse.

»Los *grandes cristales*, perceptibles á la simple vista, pertenecen á una primera fase de consolidacion que se ha efectuado en las profundidades del suelo, con anterioridad á la expansion de la lava, en condiciones de tranquilidad y de enfriamiento muy lento, que les han permitido adquirir, á la vez que grandes dimensiones, una estructura casi siempre formada por zonas, la cual denota un crecimiento pausado y regular.

»Esta época de calma ha ido seguida de un período de perturbacion y de enfriamiento más rápido, correspondiente á la erupcion, durante la cual los cristales anteriormente formados, acarreados por la lava líquida puesta en estado incandescente, se han hallado sometidos á acciones químicas y mecánicas intensas.

»Y en efecto, el análisis microscópico los presenta retorcidos, rotos, dispersados con frecuencia en fragmentos en medio de la masa lávica que los contiene, y sus aristas desmoronadas, los vestigios de erosion profunda á veces, atestiguan la intervencion de una temperatura elevada capaz de haberlos hecho pasar por una fusion parcial.

»Entónces ha tenido lugar la segunda formacion cristalina: en la masa vítrea que envuelve todos estos cristales antiguos reducidos á fragmentos, los microlitos pululan y aparecen colocados en direcciones determinadas alrededor de los elementos de primera consolidacion, penetrando en sus fracturas, prolongándose entre sus intervalos á modo de largos regueros fluídicos, en los que se reunen á veces en número tan considerable que no queda rastro del magma vítreo primitivo.

»Lo diminuto de estos elementos de segunda consolidacion, indicio de una detencion brusca ocurrida en la cristalizacion á consecuencia del enfriamiento repentino del reguero, su colocacion en rastros prolongados, orientados en el sentido de la marcha de la lava, atestiguan que han tenido orígen en el seno de un líquido en movimiento.

»Su formacion, contemporánea de la expansion de la lava, la atestigua asimismo el hecho de que en las partes superficiales de los regueros cuya consolidacion ha sido rápida, estos microlitos son escasos, muy diseminados y re-

ducidos al estado de cristalitos, y áun á veces faltan del todo.

»Otra prueba, y de las más directas, la tenemos en el estado amorfo que despues de su caida conservan las materias arrojadas, que segun se sabe se solidifican rápidamente á causa de su brusco enfriamiento en el aire.

»En cada una de estas fases de consolidacion,

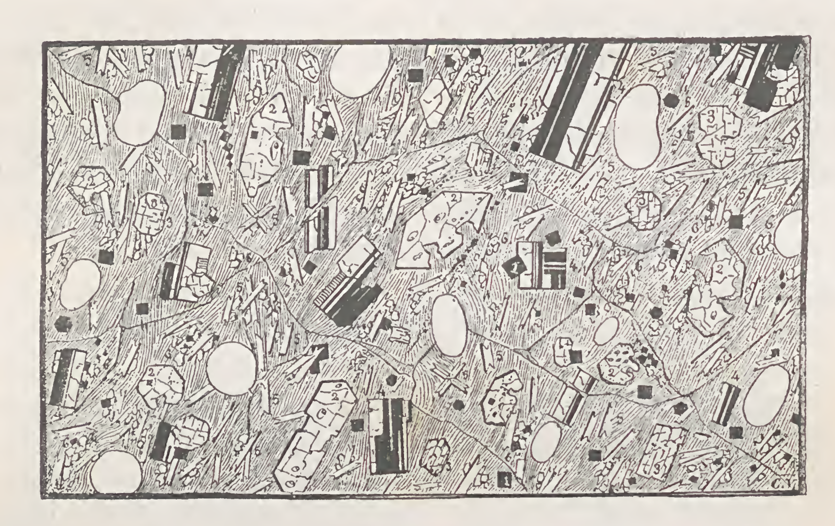


Fig. 145.—Lava vítrea de labradorita (isla de la Reunion, erupcion de 1874).—I. Elementos de primera consolidacion: 1, hierro oxidulado; 2, peridoto; 3, augita; 4, anortita.—II. Elementos de segunda consolidacion: 5, microlitos de labradorita; 6, gránulos de augita y de hierro oxidulado, diseminados en una materia amorfa de estructura fluídica.

la cristalizacion ha presentado caractéres particulares, y sobre todo la colocacion de los minerales se ha efectuado de muy diversos modos, habiendo algunos que no se aislan en estado de cristales sino en la primera fase y otros que no aparecen hasta la segunda. Por ejemplo, el peridoto, que predomina en las lavas básicas, sólo se ve en ellas en estado de grandes cristales antiguos, en fragmentos, alrededor de los cuales se han agrupado los elementos microlíticos del segundo período. Otro tanto sucede con respecto á la leucitita, que en ciertas lavas del Vesubio (*leucitita*, fig. 146), en las que abunda hasta el extremo de reemplazar al fel-

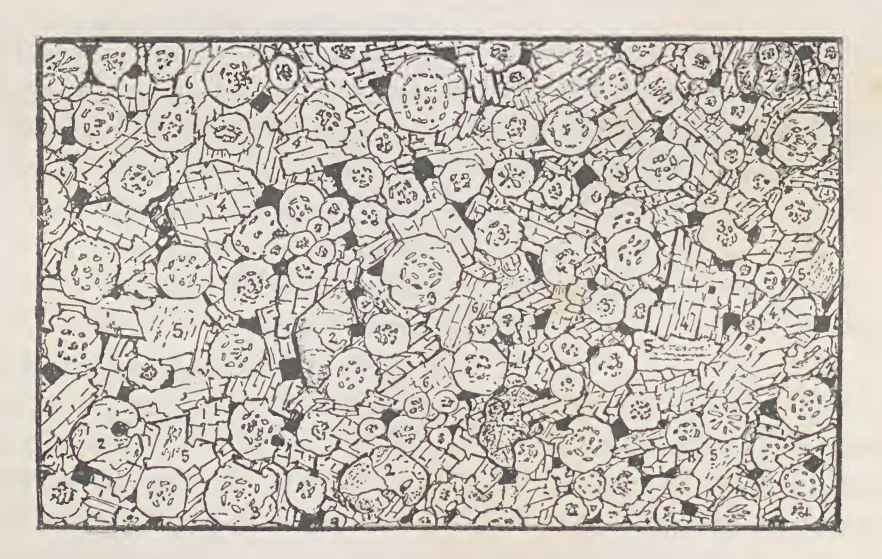


Fig. 146.—Leucitita de la Somma (Vesubio).—I. Elementos de primera consolidacion: 1, magnetita; 2, peridoto; 3, leucita; 4, augita.— Elementos de segunda consolidacion: 5, microlitos de augita y de hierro oxidulado; 6, melilita

despato y de llegar á ser un elemento característico, se ha cristalizado manifiestamente con anterioridad á los minerales que la acompañan en el segundo período. Los que se presentan en los dos casos afectan particularidades de estructura propias de cada una de las fases de consolidacion que permiten distinguirlos. Tales son los feldespatos, que en estado de grandes cristales se desarrollan siguiendo la cara g_1, al paso que sus microlitos se prolongan siguiendo la arista pg.

»Por último, se ha podido notar otra cosa, y es que en cada una de estas dos fases, las especies minerales no cristalizaban rigorosamente en el mismo momento y que aparecian en órden inverso de sus fusibilidades respectivas. Por esto los elementos feldespáticos se ven con frecuencia moldeados por los cristales de piróxeno (augita), que de este modo revelan su posterioridad.

»Cuando la labradorita se separa en estado de grandes cristales en la primera fase, la oli-

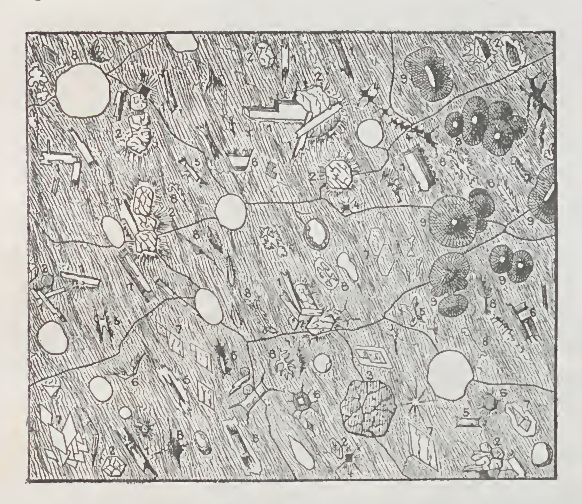


Fig. 147.—Lava de Kilauea (erupcion de 1881) vista con el microscopio y á la luz natural, con una ampliacion de 40 veces. Muestra su estructura flúida: 1, labradorita; 2, augita; 3, peridoto; 4, magnetita; 5, microlitos de anortita; 6 y 7, cristalitos de augita; 8 y 9, concreciones esferolíticas.

goclasa es la que toma la forma microlítica en la segunda; y si es la anortita la separada en grandes cristales, entónces se reconoce en la lava que los contiene los microlitos de la labradorita.

»En resúmen, las lavas, consideradas largo tiempo como rocas *pseudo-ígneas*, en cuya formacion el vapor de agua, que acompaña con notable constancia á todas las manifestaciones volcánicas, se combina con la del calor, parece como si debieran su orígen á la accion exclusiva de una fusion ígnea seguida de un lento enfriamiento, sin intervencion de presiones ni de temperaturas excesivas, y sobre todo sin necesidad de un reposo absoluto, condicion tenida en otro tiempo por indispensable para toda cristalizacion regular.»

Estos resultados del análisis micrográfico, tan interesantes para estudiar el orígen de los productos eruptivos, por cuanto hacen patentes las causas físicas de su trasformacion y las de su estructura íntima, han quedado plenamente confirmados por una serie de experimentos sintéticos hechos por MM. Fouqué y M. Levy. Estos físicos han logrado formar artificialmente las principales rocas volcánicas, producto de las erupciones antiguas ó modernas: la *leucotefrita*, tipo normal de las lavas que suele arrojar el Vesubio, las *leucititas*, un *basalto* idéntico al de las mesetas de Auvernia, etc. (1). «A todos estos ensayos por siempre memorables, dice M. Velain, cuyo resultado consiste en aumentar considerablemente el dominio de la fusion puramente ígnea, habian precedido reproducciones, por la misma vía seca, de un crecido número de minerales, entre los cuales figuran precisamente los que pueden considerarse como esenciales en las rocas volcánicas, como los feldespatos (oligoclasa, labradorita, anortita), la leucitita, la nefelina, la augita, con todos los detalles de estructura que el microscopio ha revelado.»

VI

LOS REGUEROS DE LAVAS: TEMPERATURAS, VELOCIDAD DE SALIDA

Volvamos ahora á ocuparnos de las particularidades propias de los regueros de lavas, de su modo de progresion durante las erupciones y de las formas que adquieren despues de su enfriamiento.

En el primer momento de la salida de la lava no es posible medir con exactitud la temperatura del líquido incandescente, ya porque la masa flúida se extiende por los puntos más bajos de los rebordes del cráter, ó ya, lo que es más frecuente, porque alguna grieta le haya abierto camino por los flancos ó por la base del cono. El peligro que ofrecen los bloques de lava, escorias, etc., que saltan á varias distancias, no permite acercarse lo bastante al sitio por donde sale la corriente (2). Las observa-

(1) Les ha bastado á estos físicos someter, en crisoles de platina de 20 cénts. cúbicos de capacidad, cristales perfectamente homogéneos, constituidos de modo que presentaran en conjunto la composicion media de la roca cuya reproduccion se intentaba, á temperaturas sucesivamente menores, para obtener por vía de fusion puramente ígnea, productos artificiales que no tan sólo presentaban los mismos elementos cristalinos, sino tambien la misma estructura que las rocas volcánicas.

(2) «En los primeros períodos de la erupcion, dice M. Fouqué, son tan abundantes los pedruscos de masa incandescente despedidos en todos sentidos, que si álguien tratara de acercarse á las bocas moriria irremisiblemente aplastado por aquellas abrasadoras masas, cuyo volúmen es á veces de muchos metros cúbicos, y que caen con espantosa velocidad despues de elevarse á 1,500 ó 1,800 metros de altura.»

ciones hechas en 1820 por Poulett Scrope en el Stromboli y en 1868 por Coan en las lavas del Kilauea, han hecho ver que la temperatura de la lava en el foco mismo es seguramente mayor que la de la fusion del cobre (1,000 á 1,100 grados).

Pero esta temperatura baja muy pronto en la superficie, tan luégo como la lava corriendo al aire libre, como un baño de metal en fusion, por las vertientes de la montaña, se cubre de una costra sólida que se endurece bastante pronto para que se pueda andar por encima de ella sin temor. Sin embargo, esta costra se rompe en fragmentos irregulares, escoriformes, que la corriente arrastra cual los témpanos de los rios helados, y poco despues es tal la abundancia de estos fragmentos que la masa en fusion desaparece de la vista. Con todo, no dejan de



Fig. 148.—Lavas del Etna

abrirse grietas, al través de las cuales se sigue viendo la lava, líquida en el interior, de color encarnado de dia, y de un blanco deslumbrador de noche. Por estas grietas, que son más numerosas en las orillas como lo son en las grietas laterales de los glaciares, salen las emanaciones gaseosas ó fumarolas. Se ha podido medir la temperatura en los puntos en que ocurren estos desprendimientos, así como comprobar, segun veremos, que la naturaleza química de las emanaciones varía con ella, desde los puntos en que excede de 400 grados hasta aquellos en que desciende hasta la temperatura ordinaria.

Los regueros de lava conservan su calor durante un espacio de tiempo que es á veces bastante considerable, lo cual consiste sin duda en que lo resguarda la costra escoriforme, cuya conductibilidad es muy imperfecta. Para explicar la prontitud con que esta costra se forma, admítese que dimana, no tan sólo del enfriamiento que resulta de la radiacion exterior, sino tambien del abundante desprendimiento de gases y vapor de agua contenido en el interior de la lava. Esta evaporacion exige un enorme consumo de calor, arrebatado sobre todo á la superficie de la corriente. Ya hemos dicho que veintiun años despues de la aparicion del Jorullo, todavía se podian encender cigar-

ros en las grietas de los hornitos, y que en 1803, es decir, cuarenta y cuatro años despues, aún marcaba el termómetro en ellos 95°. Un reguero de lava del Vesubio tenia todavía una temperatura de 72° en su superficie á los siete años de la erupcion ocurrida en 1858.

Se suele comparar el movimiento de la lava por las vertientes del volcan con el de un arroyo de metal en fusion, ó de cualquier otro líquido viscoso, imperfecto, por un plano inclinado. Pero la rapidez de este movimiento depende de muchas circunstancias; primeramente, de la mayor ó menor fluidez de la lava, luégo de la inclinacion de la pendiente, de los obstáculos con que tropieza, y por último del tiempo trascurrido desde el principio del reguero. «En octubre de 1822, dice P. Scrope, ví con mis propios ojos, en compañía de los señores Monticelli y Covelli, una lava que bajó toda la ladera del Vesubio, desde el cráter hasta Pedamentina, en *quince minutos.*» Un reguero de lava del mismo volcan recorrió durante la erupcion de 1872, 5 kilómetros en un dia; lo cual no representa por término medio más que 208 metros por hora; pero esta velocidad no es uniforme y la misma lava recorrió en una hora los 900 metros de anchura del Fosso della Vetrana. En dia y medio, la lava habia quedado solidificada y el reguero detenido. Cárlos Saint-Claire Deville hace observar con este motivo que en 1858 la lava del Vesubio, mucho más flúida, habia tardado bastantes meses en consolidarse. Gracias á la escasa conductibilidad de la superficie endurecida, el interior de una corriente de lavas conserva largo tiempo su temperatura y hasta cierto punto su fluidez, pudiéndose tambien observar su movimiento, aunque considerablemente aminorado. «Yo mismo he visto en 1819, dice P. Scrope, una corriente de lava cuyo extremo inferior avanzaba todavía, aunque á la verdad con gran lentitud, nueve ó diez meses despues de cesar la erupcion que la habia producido.»

La resistencia ocasionada por las escabrosidades del terreno por el cual marcha la corriente, produce en el movimiento de sus diferentes partes efectos que tienen mucha analogía con los que hemos visto en el movimiento de avance de un glaciar. Los bloques de lava solidificados se acumulan en los lados del reguero, de modo que forman canchales laterales. Como la parte superior de la masa flúida comprendida debajo de la costra se mueve con más rápidez que las capas inferiores, resulta de ello una especie de rotacion hácia adelante, y las escorias y costras de la superficie, en el frente del reguero, van rodando delante de él. Miéntras el núcleo flúido persiste, la corriente presenta una seccion trasversal convexa en el centro; pero si á consecuencia de una disminucion en el caudal de la fuente incandescente, este núcleo acaba por desaparecer, la costra se hunde en el centro, que entónces adquiere una curvatura cóncava hácia la parte exterior. A veces la parte líquida del reguero deja al desaparecer un canal vacío, una especie de túnel en el que se puede penetrar cuando el enfriamiento es definitivo.

«Estos túneles, dice M. Velain, son muy comunes en la Reunion, enfrente del *Grand-Brûlé*, facilitando mucho el acceso al volcan por esta parte. En efecto, se circula con cierto desahogo por estos conductos subterráneos, que tienen muchos metros de alto y ancho. Su bóveda es redonda, en forma de arco de medio punto un tanto deprimido, y cuando está intacta, el suelo de la galería es bastante liso para que se ande por él sin dificultad. En la superficie del suelo se ven las huellas del paso de las últimas lavas en forma de rastros negruzcos, arrugados en la superficie y en los que cada arruga presenta su convexidad hácia el lado de la pendiente. En las paredes laterales se observan otras señales todavía más curiosas del paso de las lavas; son unas estrías más ó ménos marcadas, una especie de molduras, algunas de las cuales apénas presentan relieve, al paso que otras sobresalen de la pared muchos centímetros. A cada una de estas molduras salientes corresponde otra exactamente simétrica en la pared opuesta. Dichas salientes ó resaltos representan los diferentes niveles á que la superficie de la lava se ha quedado más ó ménos tiempo detenida miéntras ha durado el avance de las capas inferiores.»

Las lavas básicas ó pesadas, más ricas que las ácidas en materia vítrea y tambien mucho más flúidas, son las que más tendencia manifiestan á abrirse túneles ó grutas durante su lento enfriamiento. El físico de quien acabamos de hablar se aprovechó de análogos canales

subterráneos de muchos centenares de metros de longitud en la exploracion de la isla de Amsterdam que efectuó en 1872; merced á dichos subterráneos, que tenian de 8 á 18 metros de anchura por doble de altura, pudo llegar á la cumbre de la isla, circulando de este modo por debajo de las lavas basálticas que la cubren.

Los regueros de lava presentan una particularidad curiosa en su movimiento de avance cuando una roca, una pared ó cualquier otro obstáculo intercepta su camino. Entónces se detiene la corriente, pero á algunos centímetros de distancia, como si algun objeto invisible estorbara su paso. Cuando la fuerza de impulso de la corriente es considerable, el obstáculo puede ceder, pero si el movimiento es pausado

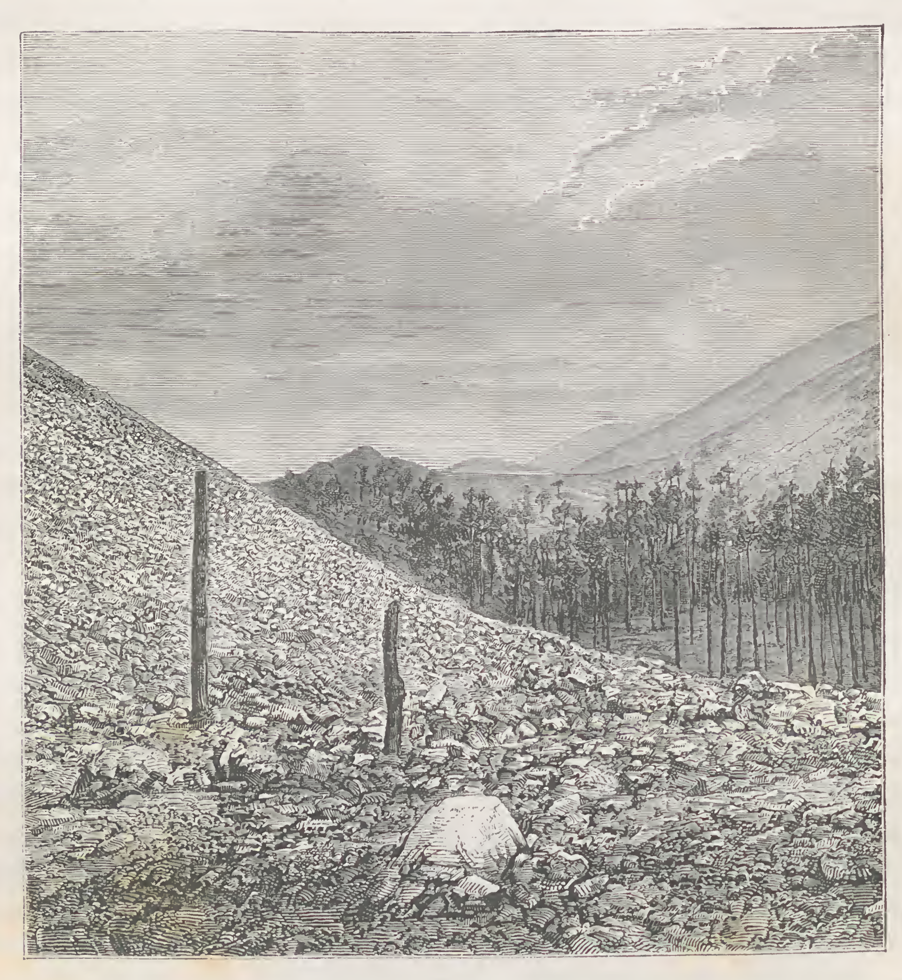


Fig. 149.—Corriente de lavas en la base de Monte Frumento (erupcion del Etna en 1865)

á causa de la imperfecta fluidez de la lava, entónces se detiene como acabamos de decir, y en seguida va subiendo hasta que el nivel de la corriente llega á la altura de la pared, precipitándose por encima de ella á modo de cascada, á no ser que pueda tomar una direccion lateral. Cuando la famosa erupcion del Etna en 1669, una corriente de lava que bajó hasta Catania, se detuvo delante de las murallas de la ciudad, acumulóse allí, y saltó arremolinada por encima de ellas en forma de cascada de fuego. «Como á pesar de esto no cayó el muro, dice Scrope mencionando este caso tan singular, sino que todavía está en pié, puede verse en él una arcada de lava que se encorva por cima de él como una oleada en la playa.» Durante las erupciones del Vesubio se han observado más de una vez efectos semejantes.

Los vegetales, la yerba más ó ménos seca y los arbustos quedan abrasados en pocos momentos al encontrarlos una corriente de lava. Con respecto á los árboles más corpulentos, suele suceder que únicamente sus partes superiores son las reducidas á cenizas y que sus troncos quedan simplemente carbonizados. Tampoco es cosa rara que la masa los rodee sin causarles detrimento. M. Fouqué cita curiosos ejemplos de estos efectos en su Memoria sobre la erupcion del Etna en 1865. La grieta por donde salió el reguero de lava, en la base

de Monte Frumento, estaba ántes cubierta de pinares. El inteligente explorador encontró los pinos situados en los bordes de la grieta carbonizados en su base hasta 2 ó 3 metros de altura, de lo cual dedujo que la lava se habia elevado á este nivel. La gran inclinacion del terreno hizo que la marcha de esta fuese muy rápida, pero como más abajo no era tan empinada la cuesta, la lava líquida aminoró la velocidad de su marcha y se acumuló hasta 4 metros de elevacion, como lo indicaban los árboles carbonizados hasta dicha altura.



Fig. 150.—Pinos del Etna invadidos por una corriente de lavas

«Sin embargo, dice M. Fouqué, esta lava que los rodeaba, era bastante líquida para modelarse perfectamente en su contorno, adquirir todos los relieves de la corteza y formar así una especie de estuche al enfriarse, de suerte que todos los árboles rodeados de tal modo por la lava han tenido en ella un abrigo protector que los ha resguardado de la lava líquida, miéntras continuaba corriendo en su derredor. Mas como esta cubierta ó abrigo estaba á su vez dotado de una temperatura muy elevada, sucedió con frecuencia que el árbol seguia ardiendo, y hoy la cubierta lávica es lo único que subsiste, semejante á esos anchos tubos que se usan para las cañerías de gas. Tambien se dió el caso de que la combustion fuese incompleta y que resultase una carbonizacion más ó ménos avanzada, por lo cual encontramos muchos de aque-

llos árboles en pié todavía, pero carbonizados en la base y revestidos de su envolvente protectora.»

Asimismo es frecuente encontrar tubos parecidos á los que se refiere Fouqué en las lavas de la Reunion, cuando han ejercido sus estragos en los bosques de palmeras. Segun Dana, las corrientes de lava del Kilauea (Havai) dejan á veces en las ramas altas de los árboles fragmentos de materia solidificada que cuelgan de ellas como carámbanos de hielo; al enfriarse la superficie de la corriente se deprime, disminuye su altura, y la masa flúida va dejando de este modo su rastro en los bosques por donde pasa. «Lo más curioso, dice Scrope refiriéndose á este caso, es que las ramas á que se adhieren estas estalactitas, y que sin duda han estado rodeadas de la materia en fusion, apénas presentan señales de calor, pues rara vez está su corteza carbonizada. Quizás pudiera explicarse este hecho atribuyéndolo á la humedad de sus superficies que habiéndose evaporado de repente, ha podido hacer las veces de vaina protectora durante el corto intervalo que media entre su inmersion en la lava y el enfriamiento de la primera cubierta.»

Los efectos destructores de los arroyos de lavas son terribles á veces. Los estragos que causan están en proporcion con la cantidad de materias vomitadas por la erupcion, y por consiguiente con la extension de las superficies por ellas cubiertas, dependiendo asimismo de la rapidez de su marcha, la cual depende á su vez de la pendiente y de la fluidez de la lava. El volcan islandés Skaptar-Jokull tuvo en 1783 una de las erupciones más espantosas de cuantas la historia consigna. Dos torrentes de lava salieron á 80 y 65 kilómetros de distancia; su anchura no bajaba de 24 y 12 kilómetros respectivamente y en muchos puntos llegaba su espesor á 150 metros. Calcúlase que el volúmen de las materias arrojadas era doble que el volúmen total del monte Hekla, y segun los cálculos de Bischof este volúmen era superior al del monte Blanco. «Todo el país circunvecino fué presa del fuego; se derritieron de nuevo las lavas antiguas, y por todas partes se formaron cavernas subterráneas. La efervescencia duró más de ocho meses y la lava tardó dos años en enfriarse. Las piedras pómez, las lavas y las cenizas destruyeron las praderas á cuarenta leguas á la redonda. El aire estaba infestado de vapores perniciosos y el cielo oscurecido por nubes de cenizas. Segun los cálculos más bajos, perecieron en esta memorable catástrofe 14,000 séres humanos y unas 150,000 cabezas de ganado.»

Si las erupciones del Mauna Loa en la isla de Havai han causado ménos víctimas que las del Skaptar-Jokull, en cambio se pueden comparar con ellas por la dimension de los regueros y la rapidez de su marcha, debida en gran parte á su fluidez. Esta es tan grande que uno de los observadores de la última erupcion (de noviembre de 1880 á agosto de 1881) ha visto que «despues de recorrer 30 ó 40 millas (48 á 64 kilómetros) se hallaba aún en estado muy líquido. Por donde quiera, dice, que se ha podido divisar la lava al través de algunas aberturas accidentales de la corteza, se la ha visto correr en apariencia tan líquida como el agua y de un color rojo blanco. Creo que la mayoría de los que la han observado están en la persuasion de que es una pura fusion ígnea; no se ve salir de ella ningun gas, ningun vapor, á no ser que caiga en el agua ó que atraviese alguna vegetacion.» M. Green ha hecho reproducir por medio de la fotografía ó de la pintura todas las fases de esa erupcion de lavas. Ocho de estas fotografías sacadas de veinte en veinte minutos, presentan la invasion de la corriente flúida en un estanque de paredes verticales que quedó lleno enteramente en ménos de dos horas. En lugar del hueco profundo del estanque y de sus bordes cubiertos de vegetacion no se vió más que una masa compacta que presentaba ese aspecto singular, esos reflejos tornasolados, que los indígenas han caracterizado con el nombre de *pahoehoe* (piel de raso).

Los más notables regueros de lavas del Mauna Loa, por lo que respecta á sus dimensiones, son los de la erupcion de 1852 que se extendieron por una longitud de 45 kilómetros por 1 á 2 de anchura; y los de 1855-1856 y de 1859, que cubrieron espacios de 50 y 60 kilómetros de largo por 5 á 8 de anchura. En 1868, los regueros fueron menores, pero sus efectos no ménos terribles, de lo cual es fácil convencerse leyendo el relato que escribió M. de Varigny, en el viaje que hizo á Havai despues de la

erupcion, en su calidad de ministro del rey Kamehameha V. Reproduzcamos algunos pasajes característicos, y ante todo aquel en que describe el rio de lava.

«Desde una altura que dominaba el curso de aquel rio, pude darme cuenta de su direccion. Tenia su orígen á algunos kilómetros á la derecha en las laderas de la montaña, y brotaba de tres grandes hendiduras, bajando en masa compacta hasta el pié de aquella; allí se dividia, rodeando las lomas y llenando los valles, y unas veces se reunia de nuevo, y otras circulaba al azar, dejando á trechos grandes espacios algo más elevados enteramente intactos, que parecian islas de todos tamaños en medio de un mar negro y abrasador. El calor era intenso: una leve humareda blanca flotaba al nivel del suelo: la lava estaba endurecida en su superficie, y en los bordes bastante fuerte para sostenernos, pero á medida que avanzábamos, presentaba ménos resistencia. En medio de su lecho, la sentíamos ceder como el hielo recien formado. Hundí en ella mi baston, que penetró con facilidad y lo saqué todo inflamado... La anchura de aquel brazo era de unos 300 metros: examinando la configuracion del suelo, pude calcular el espesor de la lava, que no seria ménos de 50 piés y corria entónces entre dos lomas. A la sazon estábamos en una isla rodeada de dicha materia.»

Refiriendo más adelante la invasion de muchas granjas y plantíos ántes florecientes, convertidos por la lava en pedregales y escoriales, describe como sigue la llegada del azote, que arruinó al capitan Brown, propietario de una de dichas granjas:

«El rio de lava habia bajado á la llanura á media noche, como una inundacion de fuego, llenando la llanura en una extension de más de un kilómetro. Su casa, su granja, rodeadas en un instante de lava roja, se habian incendiado como un haz de yerba seca, derrumbándose en aquel rio que lo arrastraba todo. Su escasa profundidad fué causa de que se enfriara rápidamente, pues el brazo principal quedaba más á la izquierda.»

La erupcion del Mauna Loa ocurrida en 1868 llamó la atencion, desde su principio, por un fenómeno extraordinario, de que fué testigo y víctima el valle de Kapapala.

La tierra se abrió en la extremidad del valle: hendióse el suelo con ruido atronador y salió de él una masa de lodo, agua y piedras con tal violencia que del primer ímpetu llegó á *cinco kilómetros* de distancia, sepultándolo todo á su paso. Junto al sitio mismo donde se abrió la tierra habia una choza indígena de bambúes; cayó por el choque de la atmósfera, pero el chorro pasó por encima sin tocarla, y no llegó al suelo sino á trescientos metros de su punto de partida, corriendo sin detenerse con una velocidad superior á la de una bala de cañon. La longitud total de aquel chorro de lodo, desde el punto donde tocó en el suelo hasta el en que se detuvo, pasaba de cuatro kilómetros, su anchura media de uno, y su espesor, que era de un metro en los bordes, tenia más de diez en el centro. Todo cuanto habia á su paso desapareció; los animales no pudieron escapar, y en los bordes se veian aún toros y cabras cogidos por el cuarto trasero y como empotrados en aquella masa espesa. Hasta entónces se tenia noticia de haber perecido treinta y un indígenas: otros muchos, asustados por las horribles sacudidas que habian precedido al cataclismo, huyeron en todas direcciones.

M. de Varigny examinó trozos de aquel barro que tenia la consistencia del mastic endurecido: pulverizado con el martillo, quedó reducido á polvo rojizo é impalpable, sin vestigios de escoria ni de lava.

El punto de donde salió aquella masa de barro seguida de una emision abundante de agua hirviendo, está situado debajo y casi á igual distancia del gran cráter del Mauna Loa y del lago de lava del Kilauea. Este último, del cual hemos hablado ya muchas veces, merece especial mencion.

El Mauna Loa es el mayor de los cuatro volcanes que se elevan en la isla de Havai, que es tambien la mayor de las Sandwich. Asimismo es una de las más altas cumbres volcánicas del mundo, por cuanto su cráter en forma de embudo tiene dos kilómetros y medio de diámetro, y descuella sobre el Océano á 4,200 metros de elevacion. Tres mil metros más abajo, en la vertiente occidental de esta masa grandiosa, se abre, cual desaguadero de las lavas que se acumulan en el fondo del Mauna Loa, una anchurosa boca, en el interior de la cual

hay un verdadero lago de lavas semi-solidificadas, semi-derretidas en la superficie, pero hirvientes y flúidas en las profundidades. La circunferencia exterior de la elipse del Kilauea tiene unos 20 kilómetros, siendo su diámetro máximo de 4,500 metros y el menor de 2,250. Unas paredes de lava perpendiculares llegan por gradas sucesivas hasta las orillas del lago que están 300 metros más abajo que las del cráter mismo. Pero, segun las fases de actividad del volcan, el nivel de la masa flúida está unas veces más bajo y otras más alto, y las huellas de estas



Fig. 151.—Lago de lavas del Kilauea

variaciones quedan visibles en las paredes en cuyos contornos deja la lava, al solidificarse, á modo de unas cornisas negruzcas. Tal es sin duda el orígen de esas gradas ó terraplenes de que acabamos de hacer mencion. El aspecto que presenta esta inmensa cuba, tanto de dia como de noche, tiene algo de verdaderamente fantástico, á juzgar por el relato de cuantos han visto el Kilauea. «Estábamos, dice uno de ellos, á orillas de un lago irregular de fuego líquido, que hervia, rodaba y formaba remolinos de un extremo á otro, difundiendo un calor que crecia constantemente y despidiendo grandes columnas de humo. El fondo de las barrancas estaba franjeado de llamas, y parecia que las rocas iban á precipitarse de un momento á otro en aquel lago inflamado. La lava que formaba sus márgenes semejaba sangre, comparada con las peñas negruzcas que habia sobre ella. En el fondo del lago veíase una cascada de fuego que parecia saltar y triscar de un modo extraño; bullia, se enroscaba, soltaba chorros de lava ardiente, y despedia en torno rayos inflamados. Entónces pareció aplacarse por un momento y la superficie del lago se enfrió formándose una gruesa corteza gris y negruzca; pero en breve se levantó de nuevo por el centro y lanzó una columna de fuego á treinta ó cuarenta piés de altura que por espacio de algunos minutos pareció un colosal surtidor ó juego de agua y que despedia en todas direcciones masas de lava, estrellándose sus encendidas oleadas contra las rocas con un ruido que parecia el de la resaca en una playa pedregosa, estruendo indescriptible é infernal.»

M. de Varigny describe en su *Viaje á las*

islas Sandwich un fenómeno análogo, cuando se ocupa de dos oleadas de lava, partidas de dos puntos opuestos del cráter, yendo á encontrarse, y chocando por fin con terrible violencia.

«En el momento de su choque, dice, resonó un formidable estruendo en torno y debajo de nosotros. Ambas olas se levantaron en el centro mismo del volcan, formando una pirámide de fuego de más de setenta piés de altura y lanzando su abrasadora espuma en todas direcciones; la más potente de las dos venció á la otra, y rechazándola con tremendo empuje, se extendió como enrojecida sábana, azotando furiosamente las paredes volcánicas que se deshicieron ante la terrible presion de aquel calor inconcebible, y desaparecieron en la cuenca, como la arena de un peñasco que el mar mina, socava y arrastra consigo.



Fig. 152.—Choque de dos olas de lava en el lago del Kilauea

»Aquel espectáculo duró cerca de un cuarto de hora; siguióse luégo un período de calma; la capa de lava ennegrecida se modificó, presentando á trechos sinuosos surcos de fuego, y la masa recobró su movimiento lento y regular como el de una anchurosa oleada.»

No sabemos que ningun volcan presente en semejante escala tan grandiosos testimonios de la intensidad del calor subterráneo del globo y de la continuidad de su accion. Los fenómenos volcánicos del Stromboli igualan á los de los volcanes de Havai, pero solamente por este último concepto. Hemos visto otros ejemplos de la pujanza destructora de otras erupciones llegadas al paroxismo; pero la reunion de dichos dos caracteres en una region tan circunscrita como la de Havai es indudablemente, segun la expresion de Fuchs refiriéndose al Kilauea, «un fenómeno único en su género.»

Para terminar lo que teníamos que decir acerca de este cráter, insistiremos especialmente en la circunstancia de sus variaciones de nivel. Toda ascension de lava por una chimenea volcánica tiene por causa evidente el aumento de la fuerza expansiva de los gases ó vapores que producen las erupciones. Esta fuerza es considerable sin duda alguna, puesto que es capaz de equilibrar el peso enorme de una columna de materias derretidas cuya densidad excede dos veces y media y á veces hasta tres,

á la del agua. Por cada 100 metros de altura de la columna, la presion interior es de 25 á 30 atmósferas; por cada kilómetro, de 250 á 300. Por consiguiente, hay que contar por millares de atmósferas, lo cual no tiene nada de extraordinario, si se considera la rapidez con que crece la fuerza elástica de los vapores á la par de su temperatura, y esta temperatura puede ser excesiva á grandes profundidades, pues si se trata de vapor de agua, el agua puede conservar su liquidez áun bajo la influencia de una presion enorme. Lo cierto es que, á medida que la lava sube, la presion que ejerce en las paredes laterales de la montaña va creciendo, llegando un momento en que la resistencia ofrecida por estas paredes queda vencida, lo cual sucede necesariamente en los puntos más débiles. De aquí resultan grietas y cráteres adventicios en los costados del volcan, y á veces en su base. Cuanto mayor es la distancia vertical entre el nivel de la lava en el cráter principal y el del orificio accidental, más violenta es la erupcion y más rápido y copioso el caudal de aquella; pero en razon misma de esta abundancia, esta especie de absorcion disminuye la altura de la lava en el cráter. Así fué que en junio de 1840, unas erupciones laterales hicieron bajar 110 metros el nivel de la lava en el Kilauea. El cráter, que estaba lleno hasta los bordes, quedó vaciado, por decirlo así, por aquel inmenso reguero, cuyo volúmen calculó Dana en 5.500 millones de metros cúbicos y que formó un rio de 25 kilómetros de largo por 5 de ancho. Este torrente corrió hasta el mar.

La mayor parte de los regueros de lava del Mauna-Loa ó del Kilauea tienen su orígen á un nivel inferior al de cualquiera de ambos cráteres. El mismo fenómeno ocurre con frecuencia en las erupciones del Etna ó del Vesubio. Acabamos de decir que el rio de lava de 1840 en Havai llegó hasta el mar; cambió la configuracion del litoral y exterminó todos los peces de aquella costa. Cuando la erupcion del Vesubio en 1794 sucedió una cosa parecida: esta erupcion fué terrible. El rio de lava, de medio kilómetro de ancho y cinco metros de alto, bajó hasta Torre del Greco y penetró 200 metros mar adentro. El embajador inglés sir William Hamilton se metió en una barca, al tercer dia de la erupcion, para ver aquella muralla ardiente; á trescientos piés en contorno la lava hacia hervir y humear el agua del mar que subia á enorme altura, sobre todo en un punto en que se encontraban dos corrientes. Los peces y hasta las frutas de mar (así llaman allí á los moluscos) perecieron hasta dos millas de distancia. Sir William Hamilton tuvo que regresar á la playa á toda prisa, porque su barca hacia agua por todas partes, pues el agua hirviente habia derretido la brea que calafateaba sus costuras.

VII

EMANACIONES GASEOSAS DE LOS VOLCANES

Acabamos de ver el papel que desempeñan las lavas en las erupciones volcánicas. Pero si hay un corto número de volcanes en los que se puede observar de un modo permanente la materia eruptiva en estado de incandescencia y, por decirlo así, dispuesta á desparramarse fuera de los cráteres, es tambien cierto que sólo ocurre su salida durante las crísis de los focos subterráneos, que no suelen ser frecuentes. En cambio, las emanaciones volátiles ó gaseosas, muy abundantes cuando los volcanes se hallan en su paroxismo, persisten mucho tiempo despues de haber cesado la fase eruptiva. La mayoría de los volcanes que pudiéramos creer apagados, si sólo consideramos como activos los que arrojan lavas, materias sólidas, cenizas y escorias, son por espacio de siglos enteros foco de desprendimientos de gases ó vapores. Los de los Andes, tan notables por sus enormes dimensiones, jamás han despedido materias en fusion, al ménos en su mayoría; pero de sus cráteres salen en abundancia deyecciones sólidas, escorias, fragmentos de rocas, empujadas por la fuerza elástica de los vapores que de contínuo vomitan.

Puede pues decirse que, más bien que las lavas, cuyo estudio ha sido no obstante tan fructuoso, las emanaciones volcánicas gaseosas constituyen el fenómeno más constante y más característico de los volcanes. Sin embargo, por espacio de mucho tiempo no se ha pasado de considerar el papel mecánico ó físico que se atribuia, en rigor con razon, á los vapores así desprendidos en las erupciones. No se habia dejado de reconocer que estos vapores no tenian la misma composicion química en todas ellas,

pero creíase que semejante divergencia dependia de circunstancias locales particulares de cada foco eruptivo (1). La gran ley descubierta por C. Sainte-Claire Deville, que demuestra que las variaciones de que hablamos están en relacion con el grado de la actividad volcánica, y que marcan, por decirlo así, las fases de esta actividad en un mismo foco, no podia presumirse miéntras un análisis minucioso no hubiera aprovechado los recursos de la química perfeccionada para seguir metódicamente la marcha de estas variaciones. Es interesante saber cómo ha nacido y se ha desarrollado poco á poco esta rama de la ciencia de los volcanes. M. Fouqué, uno de los físicos contemporáneos que más ha contribuido á sus últimos progresos, trazaba del modo siguiente su historia en su cátedra del Colegio de Francia:

«El exámen de las materias volcánicas volátiles ha nacido con la química y ha seguido sus progresos. Casi inmediatamente despues de la publicacion de los grandes descubrimientos que inauguraron la química moderna á fines del siglo pasado, Spallanzani y Volta trataron de comparar los gases de las emanaciones volcánicas con los que se pueden producir artificialmente en los laboratorios. Sobre todo Spallanzani visitó en 1788 con tal objeto el Vesubio, el Etna y el Stromboli, é hizo varios experimentos. Gay-Lussac en 1806, Davy en 1814 y 1819 llevaron sus reactivos y sus instrumentos de análisis á las vertientes del Vesubio, y estudiaron particularmente las humaredas que flotan sobre las lavas incandescentes. Desde entónces se estudiaron los productos de las fumarolas á cada nueva erupcion. Monticelli y Covelli, Pilla, de Buch, Breislack, Abich hicieron sucesivamente investigaciones sobre estos fenómenos. Prosiguióse el exámen químico de estas materias no tan sólo en el Vesubio, sino tambien en otros muchos centros eruptivos, habiéndolo efectuado Boussingault hasta en la cima de los volcanes de los Andes, cuyas deyecciones gaseosas recogió y analizó. La erupcion del Etna de 1854 deparó á Elías de Beaumont la ocasion de verificar un trabajo erudito, en el cual ocupa un lugar muy importante el estudio de los productos volátiles. La Memoria publicada en 1847 por el ilustre profesor sobre las emanaciones volcánicas y metalíferas y el excelente tratado publicado por Bischof hácia la misma época forman digno coronamiento de todas esas eruditas y laboriosas investigaciones, y al mismo tiempo, como el punto de partida de una era nueva. En el período que comienza en esta fecha y que se prolonga hasta los momentos actuales, progresan más y más la precision de los experimentos y la exactitud de los sistemas de observacion, habiéndoles dado gran impulso Bunsen y C. Sainte-Claire Deville.»

En efecto, ya en 1844 analizaba Bunsen los gases de los volcanes islandeses y nuestro ilustrado compatriota estudiaba poco despues los *lagoni* de Toscana, y sucesivamente, de 1855 á 1867, las fumarolas del Vesubio, del Etna, del Stromboli, del azufral ó solfatara de Volcano, y de las Azores. Siguieron á continuacion los trabajos de M. Fouqué que completaron los de C. Sainte Claire Deville, teniendo por teatro experimental los mismos focos volcánicos y además la reciente é interesante erupcion de Santorin.

Veamos de dar una idea sucinta de los conocimientos actuales acerca de este punto.

Las emanaciones volcánicas gaseosas que se escapan de los cráteres en actividad ó bien de otros respiraderos, como hendiduras del suelo, grietas de las lavas, etc., comprenden, además del vapor de agua que forma su parte más voluminosa, los gases siguientes: ácido clorhídrico, ácidos sulfúrico y sulfuroso, sulthídrico, carbónico, gas hidrógeno y gases hidrocarbonados. Obsérvanse en ellos además vestigios de compuestos salinos, como cloruros de sodio, de potasio, de hierro, plomo, cobre, etc., que desprendiéndose en estado volátil de la lava incandescente, se condensan en seguida por enfriamiento, y luégo se depositan en las paredes de las grietas, en las anfractuosidades de las hendiduras, en forma de abundantes depósitos cristalinos, matizados de vivos colores.

Todas las sustancias que acabamos de enumerar (y se ha de tener en cuenta que nuestra enumeracion es incompleta) se encuentran en las lavas, y se desprenden sucesivamente de ellas en las fumarolas que se escapan de sus

(1) Por esto, dice M. Velain, el Vesubio debia arrojar constantemente ácido clorhídrico y cloruros, al paso que el azufre y sus compuestos predominaban en el Etna, el ácido carbónico en los grandes volcanes de proyeccion de los Andes, etc.

intersticios, desde el momento de su emision hasta aquel en que, completamente enfriadas ó poco ménos, marcan el fin del período eruptivo. Pero ¿en qué órden se efectúa su aparicion, qué relaciones existen entre las fumarolas de varias clases, entre sus temperaturas, sus distancias al foco y la época en que se producen? Estas cuestiones, resueltas experimentalmente, son las que han inducido á C. Sainte-Claire Deville á formular la ley á que ántes hemos aludido, y que vamos á enunciar, introduciendo en ella las modificaciones reconocidas por sus sucesores y discípulos, los cuales son hoy maestros.

Segun esta ley, las fumarolas de las erupciones pueden distinguirse en muchas categorías, que son las siguientes si se las clasifica por el órden de sus temperaturas decrecientes:

La primera categoría de estas emanaciones está caracterizada por la temperatura más alta que se observa en los focos eruptivos; se desprenden, ya de los cráteres mismos, ó bien de la lava incandescente, no encontrándose nunca más que en las corrientes principales, allí donde la temperatura excede de la de fusion del zinc, y llega y hasta pasa de la de fusion del cobre. Dejan en las rocas inmediatas un depósito blanco formado por vía de volatilizacion, en cuya estructura cristalina microscópica se reconoce, además de la sal de sodio, sulfatos y carbonatos de sosa y tambien de potasa. M. C. Sainte-Claire Deville habia dado á esta primera categoría el nombre de *fumarolas secas*, porque habia notado la carencia constante de vapor de agua. Posteriormente, las observaciones y experimentos de Fouqué durante la erupcion del Etna en 1865 le han demostrado claramente que las fumarolas de temperatura muy elevada están con frecuencia muy cargadas de vapor de agua y demás vapores ácidos (1).

Figuran en la segunda categoría las *fumarolas ácidas*, que se conocen por la acidez de los vapores emitidos, y están compuestas principalmente de ácidos sulfuroso y clorhídrico, cloruros de hierro, y algunas, aunque pocas, veces de ácido sulfhídrico con acompañamiento de gran cantidad de vapor de agua. Su temperatura, que es tambien muy elevada, pasa por lo comun de 400°, aunque es inferior á la de fusion del cobre. Se las encuentra en la cresta de los canchales laterales de los regueros, y dejan alrededor brillantes depósitos de percloruro de hierro y de clorhidrato de amoniaco. En ciertos casos, como en la erupcion del Etna en 1869, faltan el azufre y sus compuestos.

Siguen á continuacion, por lo general en la parte exterior de los regueros, y nunca en los cráteres, las *fumarolas alcalinas*, cuyos gases dan un color azul muy subido á la tintura de tornasol, y que están á menor temperatura que las anteriores, hallándose comprendida entre 400° y 100°. Están formadas de clorhidrato y de carbonato de amoniaco. Como las fumarolas de esta tercera categoría están en las partes más pendientes, donde la vegetacion abunda, se considera que el carbonato procede de las materias orgánicas de los vegetales descompuestos por los regueros de lava incandescente. En cuanto al clorhidrato de amoniaco, pertenece á la lava misma, y en efecto, se encuentran abundantes depósitos de él en los flancos de los cráteres, en ciertos puntos en que la cantidad de materia orgánica descompuesta es demasiado insignificante para que se pueda atribuir á ella su presencia.

Las fumarolas de la última categoría, cuya baja temperatura es de ménos de 100°, por cuya razon llevan el nombre de *fumarolas frias*, no suelen contener más que vapor de agua puro; sin embargo, á veces contienen escasas proporciones de ácido carbónico, ó tambien de ácido sulfhídrico, y gas de los pantanos (2). Caracterizan el término de la erupcion, pero pueden persistir largo tiempo en las hendiduras, y en los bordes de la lava.

Se da el nombre de *mofetas* á las emanaciones gaseosas que se componen de una mezcla en proporcion variable de nitrógeno y oxígeno, además de gas ácido carbónico y vapor de agua.

Las *solfataras* ó *azufrales* no son otra cosa sino antiguos focos volcánicos cuya actividad

(1) Segun este físico, la distincion que conviene hacer entre ambas clases de emanaciones es la siguiente: las fumarolas secas surgen en la superficie de las lavas incandescentes; las materias más volátiles se escapan rápidamente á la atmósfera, al paso que, saliendo las otras de puntos más profundos en que la temperatua es siempre muy alta, el desprendimiento de estas materias persiste miéntras duran.

(2) Esta clase de desprendimientos fueron causa de las enormes oleadas que se observaron en el mar durante la erupcion del Vesubio en diciembre de 1861. «Al pié del Vesubio y enfrente de Torre del Greco, dice Fouqué, se notaron en el mar inmensos hervores, causados por el desprendimiento de una mezcla gaseosa cuyo principal elemento era el hidrógeno protocarbonado.»

en su menor grado está caracterizada por continuos desprendimientos de fumarolas frias sulfhídricas. En ellas se advierte una interesante prueba de la persistencia de las lavas, tanto más digna de llamar la atencion cuanto que las emanaciones de que hablamos son causa de importantes explotaciones industriales.

Antes de entrar en algunos detalles sobre las mofetas y las solfataras, terminemos haciendo algunas observaciones sobre las fumarolas volcánicas y su clasificacion. La distincion establecida entre las diferentes clases de fumarolas que acabamos de enumerar, no aparece tan clara, tan marcada en la naturaleza como lo indican los caractéres en virtud de los cuales se especifica cada una de ellas. Así es que las fumarolas secas de C. Sainte-Claire Deville no son más que un caso particular de las fumarolas del primer órden reconocidas por Fouqué, á las que se puede considerar tambien como fumarolas ácidas de temperatura bastante elevada para volatilizar las sales de potasa y de sosa; al paso que en las ácidas ordinarias ó de segundo grado, el descenso de la temperatura hace imposible esta volatilizacion. Así tambien, las fumarolas alcalinas son fumarolas ácidas, poco activas, y por último las de vapor de agua pura no son otra cosa sino alcalinas de escasa potencia privadas de sus elementos salinos. La lava líquida en estado de incandescencia suministra en definitiva todos los elementos que se encuentran en las emanaciones gaseosas; mas á medida que baja su temperatura, el número de los elementos susceptibles de volatilizacion disminuye y el que se encuentra en las fumarolas sucesivas decrece otro tanto.

«Las sales alcalinas, dice Fouqué, son las primeras que faltan; el percloruro de hierro desaparece en seguida, y la proporcion de ácido clorhídrico llega á ser bastante escasa para que el carbonato de amoniaco procedente de la descomposicion de los vegetales la neutralice las más de las veces; finalmente, todos estos elementos acaban por faltar del todo, siendo el vapor de agua el último que queda.»

VIII

SOLFATARAS Y MOFETAS

Acabamos de ver que, algunas de las emanaciones gaseosas de los volcanes, constituidas por los gases llamados permanentes, se pierden en la atmósfera; pero que otras muchas sustancias, que únicamente podrian volatilizarse por efecto de una temperatura más ó ménos elevada, se condensaban en forma cristalina á causa del enfriamiento. El cloruro de sodio, los de hierro y de cobre, el clorhidrato de amoniaco, las sales de potasa y de sosa se depositan así, cuando las fumarolas han cesado, en las grietas de donde salen. Brillantes cristalizaciones, de colores varios segun su composicion, tapizan las rocas inmediatas. En el Vesubio y en el Etna se han visto tan abundantes depósitos de clohidrato de amoniaco ó de cloruro de sodio, que los conos de ambos volcanes estaban cubiertos de una capa blanca que cualquiera habria tomado por nieve. Como casi todas las sales de estos depósitos son solubles en el agua y delicuescentes, duran poco; una ligera lluvia, el rocío nocturno basta para hacerlas desaparecer.

Pero ciertas fumarolas que pertenecen á la última fase de la actividad volcánica contienen, segun hemos visto, además de vapor de agua, gases hidrosulfurados que producen principalmente depósitos de azufre. De aquí procede el nombre de *azufrales* ó *solfataras* (del italiano *zolfo*, azufre) dado á las regiones volcánicas en que se forman estos depósitos que la industria recoge; como tambien el nombre de *fase solfatárica* aplicado al último grado de actividad volcánica, el cual, conforme hemos visto, se caracteriza con frecuencia por su larguísima duracion.

La solfatara de Volcano (ó Vulcano), una de las islas Lipari, es notable, si no por la abundancia de sus productos, al ménos por la energía y continuidad de las emanaciones gaseosas de su cráter. No todas sus fumarolas son frias, y M. Fouqué ha observado algunas cuya temperatura llega de 150 á 360° y que además del azufre y del ácido bórico, dejaban como depósitos sulfuro de arsénico, cloruro de hierro y clorhidrato de amoniaco. El cráter de la solfatara tiene raras recrudescencias de accion eruptiva que, segun se supone, están en relacion, como las del Stromboli y como la de Pozzuoli, con las erupciones del Vesubio ó del Etna. Las dos últimas de estas fases ocurrieron en 1786 y en 1873, separadas, como se ve, por un intervalo de cerca de cien años. Eliseo Reclus, que

estuvo en la isla de Volcano en 1865, describe como sigue el cráter de la solfatara:

«Esta inmensa cuba, la mayor de todas las que se ven en los volcanes de la Europa meridional, no tiene ménos de dos kilómetros de circunferencia en el contorno superior, y sus paredes meridionales se elevan á cerca de trescientos metros: el fondo del abismo puede tener unos ciento de anchura.

»A través de la bruma que se eleva de esta

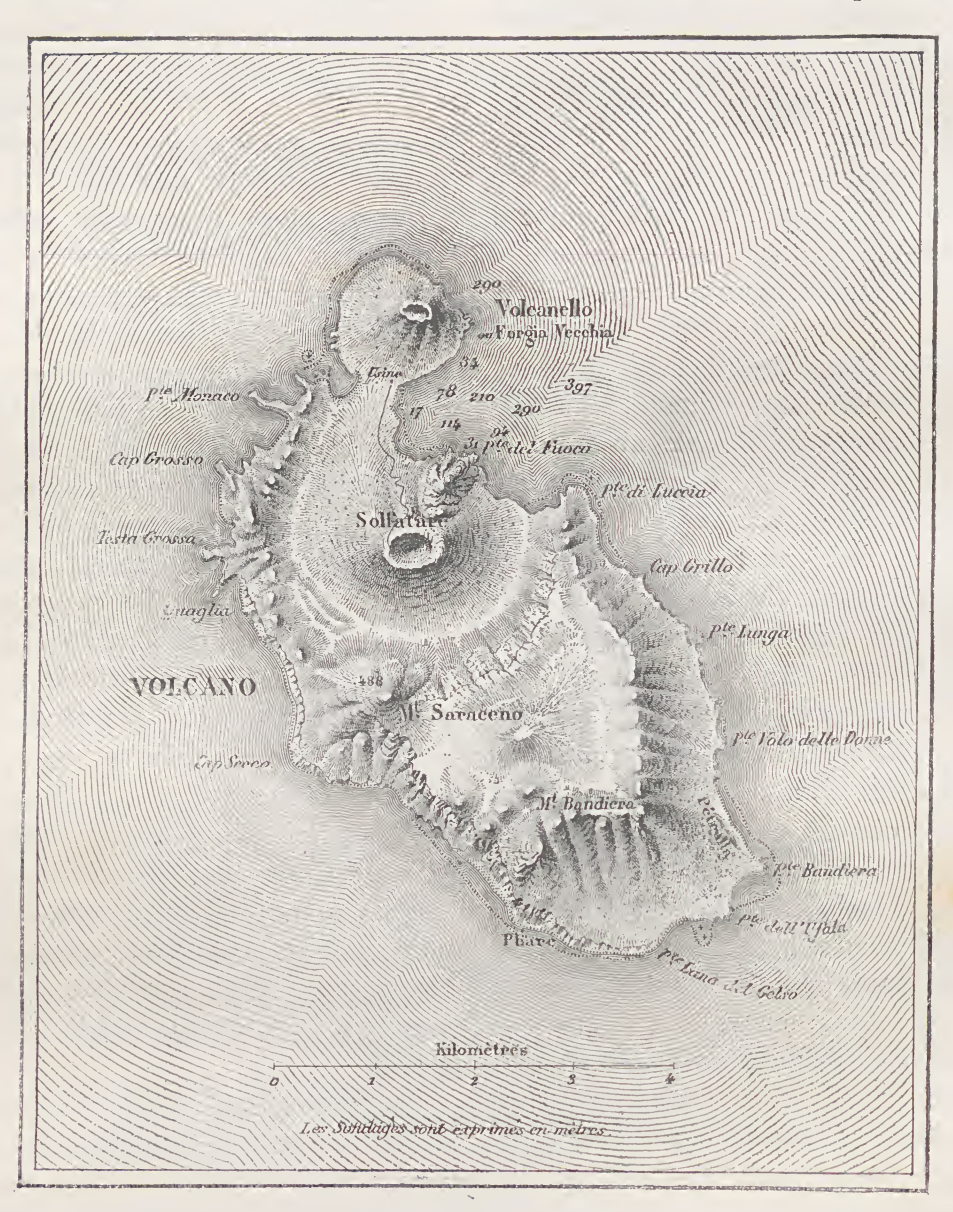


Fig. 153.—Isla de Volcano: su solfatara

caldera, percíbense las escarpaduras, rojas como el cinabrio ó amarillas como el oro, rayadas acá y allá por los colores más diversos de las sustancias sublimadas en ese gran laboratorio.

»Sobre los declives que se inclinan hácia el fondo del abismo, las piedras vacilantes ceden bajo el peso de los piés; y sin embargo, es preciso bajar corriendo, pues en ciertos sitios el suelo cavernoso abrasa como la bóveda de un horno. Varias humaredas se arrastran por la pendiente, y el aire está saturado de un gas en que predomina cierto olor sulfuroso, difícil de respirar. En el recinto se oye un rumor incesante parecido al que pudieran producir numerosos silbidos; y por todas partes se perciben entre las piedras pequeños orificios de donde parten ráfagas de vapor como otros tantos torbellinos.

»Algunos obreros, acostumbrados á vivir en el fuego como las salamandras legendarias, acuden allí á recoger las estalactitas de azufre dorado, que crujen aún en la mano por efecto del calor, y las finas agujas del ácido bórico, tan blancas como el plumon del cisne.»

La reaccion que produce el azufre es suma-

mente sencilla: cuando el hidrógeno sulfurado mezclado con el vapor de agua llega al aire libre, se descompone, combinándose su hidrógeno con el oxígeno del aire para formar agua; el azufre en libertad se deposita en las paredes. Al mismo tiempo se forma tambien ácido sulfuroso que, atacando las rocas vecinas, lavas porosas de naturaleza traquítica, produce incrustaciones de yeso y alumbre con sus reacciones sucesivas.

La solfatara de Pozzuoli en los Campos Flégreos, más activa que la de Volcano, es un antiguo volcan que no ha tenido ninguna erupcion desde fines del siglo XII. En la antigüedad habia ya en él emanaciones sulfurosas, como lo prueba un párrafo de Strabon (1).

El azufral de la Guadalupe, cuya última erupcion en 1843 produjo una fina lluvia de cenizas blancas que cubrieron la vegetacion como un manto de nieve, despide continuamente fumarolas sulfurosas á 96º de temperatura. En las regiones volcánicas del Asia central se hace mencion de la solfatara de Urumtsi; en la isla de Java, del Papandayang, que saca su nombre *(fragua)*, como la *Forgia Vecchia* de Volcanello, del silbido de los vapores que lanzan sus fumarolas; en la América central, del San Vicente, y por último en México del Popocatepetl *(montaña humeante)*. Bajo el manto de nieve que alfombra los flancos exteriores de esta montaña, las paredes de su cráter se llenan de cristales de azufre. Dícese que Hernan Cortés, despues de la toma de México, mandó recoger el azufre del Popocatepetl para fabricar la pólvora que necesitaban sus tropas. J. Laverrière, que en 1861 hizo una ascension al cráter de dicho volcan, calcula en 8,000 quintales métricos la cantidad de azufre producida por la explotacion industrial de la solfatara. En Volcano no se recogen más que unas diez toneladas anuales, áun comprendiendo el azufre que se extrae de las puzzolanas y de las escorias, que, impregnándose de azufre cristalino ó pulverulento, forman un verdadero mineral. El producto de las emanaciones y condensaciones suele ser insignificante. Segun Amadeo Burat, «los experimentos y cálculos hechos para apreciar la explotacion posible del azufral de la Guadalupe, uno de los más ricos en apariencia, han demostrado que su producto no podia pasar de ocho á diez toneladas por año.»

A pesar del interés científico que las solfataras ofrecen, no pueden bastar, como se ve, para suministrar el azufre necesario para la fabricacion de pólvora, de los diferentes productos químicos y sobre todo del ácido sulfúrico. En ciertos depósitos estratificados se encuentra tambien azufre en estado nativo; en las capas margosas y calizas, y á menudo bituminosas, de Sicilia se encuentran numerosos depósitos de esta clase; el azufre se presenta en ellas en montones lenticulares, en venillas, en geodas cristalinas, mezclado con yeso y con estronciana sulfatada. El producto anual de azufre en bruto en Sicilia no baja de 250,000 toneladas: allí la explotacion no recoge solamente el producto cotidiano de las emanaciones volcánicas, sino tambien las masas acumuladas probablemente del mismo modo por espacio de millares de siglos de actividad subterránea, por cuanto ya hemos dicho que la formacion del Etna se remonta á la época terciaria.

Los *soffioni* de Toscana (2) son emanaciones que salen por grietas del suelo de orígen volcánico, bajo el aspecto de columnas de vapores blanquecinos cuya temperatura varía entre 110° y 140°. Estas emanaciones contienen, además de vapor de agua, hidrógeno sulfurado, acido carbónico y en especial ácido bórico. Acumulándose las aguas pluviales alrededor de estos respiraderos, forman junto á ellos pequeñas lagunas, que son célebres con su nombre italiano de *lagoni*. Los *soffioni*, chapoteando por decirlo así en aquellas aguas, las saturan de varias sustancias minerales contenidas en sus vapores, como azufre, yeso (alabastro de Volterra), y el ácido bórico (3), que allí se recoge

(1) «Precisamente sobre la ciudad se eleva una meseta conocida con el nombre de *Forum Volcani* y rodeada por todas partes de colinas metálicas, de la cual salen por numerosos orificios espesos vapores sumamente fétidos; además toda la superficie de esta meseta está llena de azufre en polvo, sublimado al parecer por la accion de estos fuegos subterráneos.» (*Geografía*, lib. V, cap. IV, 6.)

(2) En Monte-Cerboli, al Sur de Volterra, cerca de Florencia, y tambien en Monte Rotondo, en Castel Nuovo.

(3) Se empezó á recoger este ácido, dice A. Burat, evaporando el agua por el combustible; luégo se ocurrió la idea de regularizar el chapoteo de los soffioni escogiendo los más ricos en ácido para saturar las aguas y evaporando en seguida el agua por el calor de los soffioni ménos ricos. Desde esta época, la fabricacion del ácido bórico ha aumentado considerablemente en Toscana, y hoy se la calcula en 30,000 quintales métricos al año.

industrialmente y que tan precioso es para la fabricacion de barnices cerámicos.

El último gas que, juntamente con el vapor de agua pura, persiste en las emanaciones volcánicas que marcan la disminucion de la actividad de los focos, es el ácido carbónico. Como es un gas irrespirable, se da el nombre de *mofetas* á las fumarolas que lo despiden. En este caso, la temperatura ha bajado hasta ponerse al mismo grado termométrico que la del aire ambiente.

El antiguo y funesto renombre del lago Averno, situado en la region eminentemente volcánica de los Campos Flégreos, tuvo sin duda orígen en los desprendimientos de ácido carbónico de dicho lago. Es sabido que, segun las tradiciones antiguas, las aves no podian atravesarlo, pues al volar por encima de él, caian asfixiadas. Si en tiempo de Strabon (1), esta fama merecia el calificativo de fabulosa, todo induce á creer, segun observa con justicia Poulett Scrope, que estaba basada en fenómenos reales. En concepto de este físico, el lago Averno «es sin duda de fecha reciente, y los ácidos carbónico y nítrico pudieron salir de él en algun tiempo, remontándose á la atmósfera en razon de su alta temperatura con una abundancia capaz de matar las aves que volaban por encima del lago.» En las mismas regiones está tambien, no léjos del lago Agnano, la famosa *Gruta del Perro*, célebre por los experimentos tan necios como bárbaros que hacen los guías con los animales que á ella llevan. El ácido carbónico no pasa, á causa de su densidad, de las capas de aire inmediatas al suelo, y por consiguiente no molesta á las personas de regular estatura.

Lo que prueba que las fumarolas de ácido carbónico ó *mofetas* caracterizan el último grado de la actividad volcánica, es que se las encuentra en abundancia en las regiones en que ha habido volcanes que á causa de su prolongado reposo se pueden considerar con razon como extinguidos. La region de los Puys de Auvernia, la del Vivarais, la de los *maars* del Eifel, toda la cordillera basáltica de la Alemania del norte desde el Riesengebirge hasta el Rhin, contienen numerosos orificios de los que se exhala ácido carbónico. Segun Bischof, este gas se desarrolla á causa de la descomposicion del carbonato de cal bajo la influencia del calor del foco volcánico subyacente. En las laderas del Papandayang, volcan de la isla de Java, está el famoso valle de la Muerte ó Valle del Veneno *(Guva Upas)*, de cuyo fondo brotan copiosas emanaciones de ácido carbónico. Los animales silvestres y las aves no pueden acercarse á él impunemente, y se asegura que el suelo está sembrado de osamentas de fieras y hasta de esqueletos humanos. Es probablemente el manantial más abundante de ácido carbónico de cuantos se conocen, si se exceptúan los volcanes de los Andes ecuatoriales que, segun veremos más adelante, despiden torrentes de agua cargada de ácido carbónico y sulfúrico.

Acabamos de pasar revista, en todas sus fases, á los volcanes cuyos productos eruptivos consisten principalmente en materias incandescentes ó en lavas acompañadas de vapores y de gases. Hemos visto las trasformaciones que sufren estas materias, desde el principio de la erupcion, en que se presentan en estado de escorias, de piedras pómez, de materias pulverulentas lanzadas á grandes alturas en la atmósfera, hasta el momento en que la presion que ejercen, flúidas, en las paredes del cono, produce desgarros y hendiduras por donde se escapan las lavas en torrenciales corrientes bajando por los flancos de la ignívoma montaña. Hemos dicho cuál era la composicion de estas lavas, segun los recientes análisis de los químicos y micrógrafos, y cuál la de los gases y vapores que salen de ellas á temperaturas decrecientes. Réstanos ahora describir las erupciones de los volcanes que no emiten por lo comun lavas, y en particular de aquellos en que las materias expelidas son agua á elevada temperatura, ó tambien una mezcla de agua y de materias pulverulentas, es decir barro.

(1) «Hay, dice, alrededor del Averno, un cinturon de elevadas montañas, interrumpido solamente en el sitio en que está la entrada. Las vertientes de estas montañas, que hoy están roturadas y cultivadas, se hallaban antiguamente cubiertas de vegetacion silvestre, gigantesca, impenetrable, que difundia sobre las aguas del golfo una sombra espesa, que los terrores de la superstición hacian aún más tenebrosa. Las gentes del país añadian el detalle fabuloso de que no podia pasar ningun ave por encima del golfo sin caer al punto en él, asfixiada por los vapores mefíticos que de él salian, como sucede en los lugares conocidos con el nombre de *Plutonium*.» (*Geografía*, loc. cit.)

CAPÍTULO III

LOS VOLCANES DE AGUA Ó GÉISERES.—LOS VOLCANES DE BARRO

I

ERUPCIONES SIN LAVAS DE LOS VOLCANES DE LOS ANDES ECUATORIALES: SUS MANANTIALES ÁCIDOS

En la mayor parte de las descripciones que hemos hecho de las erupciones volcánicas, la lava desempeña un papel de gran importancia entre las materias expelidas por las fuerzas expansivas interiores: la hemos visto aparecer desde el principio del fenómeno con diversas formas y estados físicos que varían con las fases de la actividad del volcan; la hemos visto marcar su paroxismo en el momento de su salida fuera del cráter en torrentes incandescentes y flúidos, y luégo, durante su marcha cada vez más lenta por las laderas del cono, producir emanaciones gaseosas cuya temperatura va bajando con la suya propia hasta el término de la erupcion.

Pero los volcanes que hemos tomado por tipos de este modo de actividad, como el Vesubio y el Etna, los islandeses, los de los archipielagos indios y oceánicos, todos los cuales han vomitado casi siempre lavas incandescentes y flúidas en las fases de su mayor paroxisno, no forman más que una clase en la numerosa familia de los volcanes terrestres. Hay otros, más numerosos quizás, que nunca han arrojado lavas, por lo ménos en la forma de que acabamos de hablar, es decir, materias liquidadas por una elevada temperatura. Así lo hacia observar Humboldt en el primer tomo de su *Cosmos*, diciendo: «Hay sin embargo una clase especial de volcanes, como el Galunggung de Java, que no vomitan lavas, sino devastadores torrentes de agua hirviendo, cargados de azufre en combustion y de rocas reducidas á polvo.» Pero más adelante, Humboldt no considera tan cierta la carencia de corrientes de lava en los volcanes de Java, habiéndole hecho vacilar en su creencia los ejemplares de rocas volcánicas que trajo Junghuhn de aquella isla tan rica en cráteres.

Este último y erudito explorador describió con toda claridad tres corrientes de lava negra, basáltica, de otros tantos volcanes javaneses, el Tengger, el Idgen y el Slamat. Además distingue los regueros propiamente dichos de esas especies de avalanchas de escorias y piedras inflamadas, pero no fundidas, que á veces arrojan ciertos volcanes. Hemos visto que el Giorgios, en la bahía de Santorin, se ha formado y elevado por la acumulacion de semejantes masas, que no son otra cosa sino bloques de lava solidificada. Cuando la erupcion del Gunung-Lamongan (Java, julio de 1838), este volcan despidió sin cesar torrentes de piedras. «Oíase, dice Junghuhn, el ruido que producian las piedras al chocar entre sí, las cuales, semejantes á puntos inflamados, rodaban hácia abajo unas tras otras ó mezcladas.» Hemos visto asimismo que durante las erupciones de muchos volcanes de la misma region, como el Temboro y el Krakatoa, han salido masas asombrosas de cenizas, piedras pómez y barro; pero la falta de lavas incandescentes parece ser carácter exclusivamente propio de estos volcanes.

Obsérvase el mismo carácter en los de la Cordillera de los Andes, y principalmente en los de la zona ecuatorial, segun lo consignan Boussingault y Humboldt en sus eruditos é interesantes relatos. La Condamine habia hecho notar ya en 1756 esta falta de corrientes lávicas en los volcanes de los Andes: «No he conocido, dice, la materia de la lava en América, aunque M. Bouguer y yo hemos acampado semanas y áun meses enteros en los volcanes, y en especial en el Pichincha, el Cotopaxi y el Chimborazo. En estas montañas sólo he visto vestigios de calcinacion sin liquefaccion.» Sin embargo, el Orizaba y los demás volcanes de México han arrojado lavas. Segun Humboldt, cuatro de los diez y ocho conos de la América

central vomitan lavas (1), carácter que se observa tambien en los volcanes chilenos, particularmente en el Antuco.

M. Boussingault, en su *Memoria sobre los volcanes de las Cordilleras* y sus manantiales ácidos, define así la naturaleza de las materias que lanzan de su seno:

«Estudiando ha ya muchos años los volcanes de los Andes ecuatariales, reconocí que despiden vapor de agua, acido sulfhídrico, en ciertos casos gas ácido sulfuroso y, lo que en mi concepto no se habia notado aún en aquella época, grandes cantidades de gas ácido carbónico, proporcionando de continuo á la atmósfera carbono, uno de los elementos indispensables para la constitucion de los séres organizados.» Como se ve, esta misma es la composicion de las emanaciones de las fumarolas de cuarta categoría, las que corresponden á la fase de terminacion en las erupciones del Vesubio y del Etna, en una palabra, de los volcanes que vomitan lavas incandescentes. Lo propio que en las erupciones javanesas, el agua entra por mucho en las de los volcanes de los Andes, y á las piedras incandescentes, pero sólidas y sin rastro de fusion, á las cenizas secas, suceden las emisiones de barros líquidos, de lo cual hemos tenido ya ocasion de citar algun ejemplo (2). Además del agua, expulsada así en estado líquido y en el de vapor, hay abundantes manantiales termales en las inmediaciones de los conos y cráteres, y la composicion del agua de estos manantiales indica suficientemente su orígen. Mencionemos por ejemplo el manantial que da nacimiento al rio Vinagre, en los costados del Purace, volcan de la Cordillera central. Segun el análisis hecho por Boussingault, un litro de agua de dicho rio contiene por lo ménos $1^{gr},1$ de ácido sulfúrico y $1^{gr},2$ de ácido clorhídrico, y como el caudal del rio en cuestion no baja de 34,785



Fig. 154.—Cráter del Orizaba

(1) El Nindiri, el Nuevo, el Coseguina, y el San Miguel. Segun Fuchs, deberia añadirse el Miranvelles y el Chiriqui en el Estado de Costa Rica. Los regueros de lava de este último volcan, formado de cinco conos, no bajan de 44 kilómetros de longitud.

(2) «El Purace, tan sosegado cuando lo ví, dice Boussingault en la Memoria que acabamos de mencionar, tuvo en el decurso de 1849 una serie de erupciones que inundaron de fango líquido todo el país circunvecino, fango que al consolidarse formó en el punto de su emision un recinto circular de 100 metros de diámetro, verdadero cráter de expansion. En los años siguientes hubo en la provincia de Popayan muchos temblores de tierra, precursores de la catástrofe del 4 de noviembre de 1869. A las tres de la madrugada el Purace tuvo una erupcion espantosa, yendo á caer á muchas leguas de distancia piedras incandescentes y cenizas y llenándose de barros sulfurosos el lecho del Anambio y del Pasanambio. La mision del Purace quedó destruida. Dos dias despues, á las tres de la tarde del 6 de noviembre, hubo otra erupcion; los proyectiles llegaron á la ciudad de Popayan, situada á más de 16 kilómetros; enormes masas de barro sulfuroso devastaron toda la comarca. En las Cordilleras son frecuentes estas emisiones fangosas *(moyas)*, lo cual hace decir á los montañeses de los Andes que sus volcanes despiden á la vez agua y fuego.»

metros cúbicos, en veinticuatro horas, resulta que el rio ácido arrastra cada dia cerca de 47,000 kilógramos de ácido sulfúrico, 42,150 de ácido clorhídrico, ó sean respectivamente 17 y 15 millones de cada ácido por año. En la fuente de Ruiz, que brota en las faldas del pico de Tolima, la proporcion de ácido clorhídrico es algo menor, pero contiene casi cinco veces tanto ácido sulfúrico como el rio Vinagre. Boussingault ha observado análoga composicion en el agua de un lago cerca del Cumbal, volcan en plena actividad, en donde el sabio viajero fué testigo de un espectáculo singular: el que presentaba un espacio circular de 20 metros de diámetro, del cual salia vapor de azufre en combustion de en medio de un círculo de hielo: las azuladas llamas parecian brotar de la nieve. El volcan de Tuqueras está á tres horas de distancia del pueblo del mismo nombre. Desde el Alto del Azufral se divisa un lago de hermoso color verde que semeja un prado. Es un cráter cerrado, en casi todo su contorno, por una roca traquítica de variadísimos colores; se penetra en su interior por una especie de muelle natural que sirve de remate á una cúpula de azufre. El gas recogido en el orificio de una grieta quedó enteramente absorbido por la potasa; por consiguiente, era ácido carbónico puro. El termómetro se mantuvo á 86 grados en el vapor de una fumarola. Como la altura del lago es de 3,906 metros, el punto de ebullicion del agua á esta altitud deberia ser de 87°,9. El agua verde del lago debe su color aparente al azufre que ocupa su fondo. Vista á escasa profundidad, es incolora y límpida, de sabor ácido, estíptico, y como la del rio Vinagre, contiene ácido sulfúrico y ácido clorhídrico libres. Su temperatura, en la base de la cúpula de azufre, era de 27 grados.» Este lago singular tiene 500 metros de largo por 150 de ancho. Calculando su profundidad en cinco metros, Boussingault dedujo que el volúmen de agua que contiene llegaria á unos 500,000 metros cúbicos.

Hemos creido oportuno entrar en estos detalles que dan una fisonomía tan particularmente original á los fenómenos volcánicos de los Andes y tan diferente de la de los volcanes europeos, habiéndonos guiado á la vez el doble objeto de demostrar la variedad de las manifestaciones del calor subterráneo y de establecer una transicion entre las erupciones anteriormente descritas y las puramente acuosas ó fangosas que formarán el asunto de los artículos siguientes.

II

LOS GÉISERES Ó VOLCANES DE AGUA

En Islandia, en esa isla eminentemente volcánica en la que los cráteres alternan con los glaciares, fué donde se observaron los primeros géiseres, manantiales á modo de grandes surtidores de agua hirviente, intermitentes por lo comun. Su nombre *geyser* ó *geysir* es una palabra de la lengua islandesa que significa *furioso* segun unos, ó simplemente *que brota*, segun otros.

En la region Sudoeste de la isla, algo al Norte y al Oeste del Hecla, es donde en mayor número se encuentran estas singulares fuentes termales, que se pueden considerar como otros tantos volcanes pequeños con sus erupciones y sus períodos de reposo. Los hay á centenares, siendo el más famoso de todos el llamado *Gran Géiser*, á causa de sus dimensiones y del volúmen de las aguas que lanza á la atmósfera. En medio de un altozano ó cono aplanado que tiene unos cuatro metros de altura sobre el suelo que le rodea y cuya circunferencia exterior es de ochenta metros, hay un estanque, en forma de cubeta casi elíptica, lleno de agua de pureza y limpidez admirables, en cuyo centro se ve, gracias al color más oscuro causado por la profundidad, una abertura de 4 metros de diámetro. La abertura central no es otra cosa sino el orificio del tubo cilíndrico vertical, cuya profundidad es de unos 25 metros; la sonda no ha podido penetrar más adelante, á causa sin duda de los recodos hechos por el conducto ó los conductos subterráneos de las aguas.

Cuando va á haber una erupcion, se conoce de antemano por un bramido sordo y por los estremecimientos del terreno circundante; el agua hierve en el estanque, sube y forma remolinos en el centro, reventando al mismo tiempo en la superficie grandes burbujas de vapores. De pronto se lanza al aire y á grande altura, una enorme columna de agua que se divide en haces líquidos de deslumbradora blan-

cura, los cuales ocultan en parte las nubes de vapor que se escapan del chorro. Una segunda, una tercer columna siguen á la primera, de la cual suelen exceder en elevacion, y despues de haber brotado cierto número, van disminuyendo de altura, hasta que cesando por completo, termina la erupcion.

Las erupciones del Gran Géiser son mucho ménos frecuentes desde principios del siglo accual, habiendo llegado al máximun de su intensidad en 1804. Los chorros se sucedian hasta cuatro veces en un dia y llegaban á más de 60 metros de altura. A mediados del siglo XVII habia regularmente una erupcion diaria; pero poco á poco se fueron haciendo ménos frecuentes y más irregulares. Hoy el fenómeno ha decrecido notablemente, si es cierto que el géiser no sale de su reposo más que una vez cada diez y siete dias por término medio.

Otro géiser más pequeño, el Strokur ó Strokkr, inmediato al que acabamos de describir, se distingue de él por una particularidad curiosa. Ante todo, su abertura, de dimensiones la mitad menores (2 metros de diámetro), se abre á flor de tierra, ó no está rodeada de ningun cono, y sus aguas hierven entre las paredes lisas del tubo ó conducto, á $2^{m},60$ de profundidad. Pero lo más raro es que cualquiera puede suscitar sus erupciones. Para ello basta echar por el orificio algunos puñados de musgo, y á los diez minutos, ó cuando más al cuarto de hora empiezan los síntomas precursores. «Apénas se arroja el cuerpo extraño al cráter, el hervor cesa algunos minutos, como si el cráter reuniera todas sus fuerzas; á esta calma suceden algunos movimientos tumultuosos, y luégo da principio la erupcion: elévase un chorro de agua á cosa de un metro sobre el orificio; en seguida cae para brotar de nuevo y elevarse á 2 metros, y este movimiento oscilatorio continúa siempre en aumento, hasta que la columna de agua llega á 70 ú 80 piés de altura. La erupcion dura de 20 á 30 minutos. Si despues de cesar, se acerca el observador al borde del cráter, ve que las aguas han desaparecido enteramente en el fondo, necesitándose que pase media hora para que vuelvan á subir á su nivel primitivo.» (J. Nougaret.)

Segun algunos viajeros que han estado recientemente en Islandia, el Strokur, géiser que tuvo orígen en 1784 de resultas de un violento terremoto, tenia en otro tiempo erupciones naturales. Hoy todo se limita, segun parece, á los hervores del agua interior, siendo menester suscitar las erupciones por el medio que acabamos de describir. Por lo demás, los géiseres, que son numerosos en la region de Islandia ántes indicada, tienen fases de actividad muy variables, ora crecientes, ora decrecientes; unos se extinguen ó desaparecen, al paso que nacen otros nuevos.

Se han discurrido varias teorías para explicar la intermitencia de sus erupciones, así como su modo de formarse. La que satisface más es la de Bunsen, cuya exactitud está demostrada por un ingenioso experimento de Tyndall.

Digamos ante todo algunas palabras sobre el modo de formarse un géiser. Todas las condiciones que en las regiones volcánicas dan orígen á las fuentes termales, se encuentran reunidas en Islandia, cuyo suelo, lleno de grietas por las erupciones de sus numerosos volcanes, recibe las aguas abundantes que proceden de las lluvias ó de la fusion de las nieves y de los hielos de los glaciares. Al penetrar estas aguas en las capas caldeadas de las partes profundas del suelo, se vaporizan en parte, y la tension de los vapores así formados las obliga á subir por las aberturas libres hasta la superficie, y áun á abrirse un camino taladrando las capas en los puntos de ménos resistencia. De esta última causa dimanan verosímilmente los pozos verticales de los géiseres.

La composicion química de las aguas de estos volcanes es análoga á la de las emanaciones volcánicas en el período de su terminacion. Contienen gran proporcion de sílice, lo cual explica la naturaleza del revestimiento de los conductos y de la cubeta de los géiseres. En efecto, este revestimiento está formado de una capa sumamente dura y perfectamente lisa, que no es otra cosa sino sílice hidratada. Los mineralogistas han dado á esta variedad particular de sílice el nombre de *geiserita*, en razon de su orígen. Segun Tyndall, el depósito silíceo no se ha formado por precipitacion, dado que el agua del géiser conservada en un vaso ha permanecido años enteros tan clara como el cristal, sin mostrar la menor tendencia á formar un precipitado. El depósito susodicho se ha

formado por evaporacion en los bordes del estanque. Si esta explicacion es exacta, se sigue de ella que el mismo géiser ha debido formar su conducto así como el cono que lo rodea y en cuyo centro parece abierto. Lo cierto es que las capas silíceas son tan duras en el estanque ó en sus bordes que cuesta trabajo romperlas á

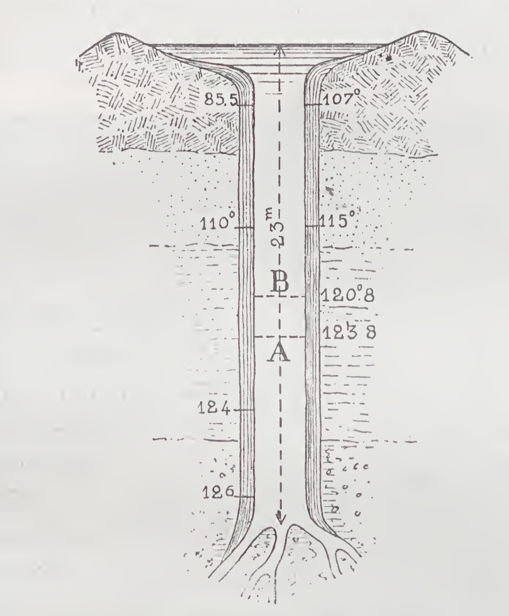


Fig. 155.—Teoría de los géiseres, segun Bunsen

martillazos. A menudo los bordes del estanque están cubiertos de incrustaciones de extrañas formas que en ciertos géiseres parecen corales, frutos y delicados arabescos.

Pasemos ahora á ocuparnos de la explicacion de la intermitencia de las erupciones geisériças. Segun las observaciones de Bunsen, que logró averiguar la temperatura del conducto del Gran Géiser desde el nivel del estanque hasta el fondo, y esto pocos minutos ántes de una erupcion, en ningun punto de la columna líquida llega al de ebullicion. En la figura 155, y á la derecha del conducto se pueden ver las cifras que marcan las indicaciones del termómetro á diferentes profundidades y que van creciendo de arriba á abajo. A la izquierda y enfrente de cada uno de los puntos en cuestion, están las cifras de la temperatura de ebullicion, calculadas teniendo en cuenta á la vez, como es preciso, la presion atmosférica y la de la columna de agua superpuesta. Hácia la mitad del tubo y en el punto señalado con la letra A es donde la temperatura observada se acerca más á la de ebullicion, pues el agua está en él á 121°,8, mediando, como se ve, una diferencia de 2 grados centígrados

En este momento, empiezan á notarse detonaciones que anuncian la proximidad de la erupcion, y que tienen por causa la llegada de burbujas de vapor á las partes profundas de los canales subterráneos por los que pasa el agua del géiser. La fuerza expansiva del vapor levanta el agua de la columna á 2 metros de altura cuando ménos; el líquido que estaba en A sube hasta B, y como aquí es menor la presion que soporta, su temperatura de ebullicion es tan sólo de 120°,8, miéntras que la suya propia es 1° mayor. Este exceso de calor produce instantáneamente la formacion del vapor. La columna se levanta de nuevo y el agua inferior queda en parte aliviada de su presion; progresivamente entra en ebullicion toda la

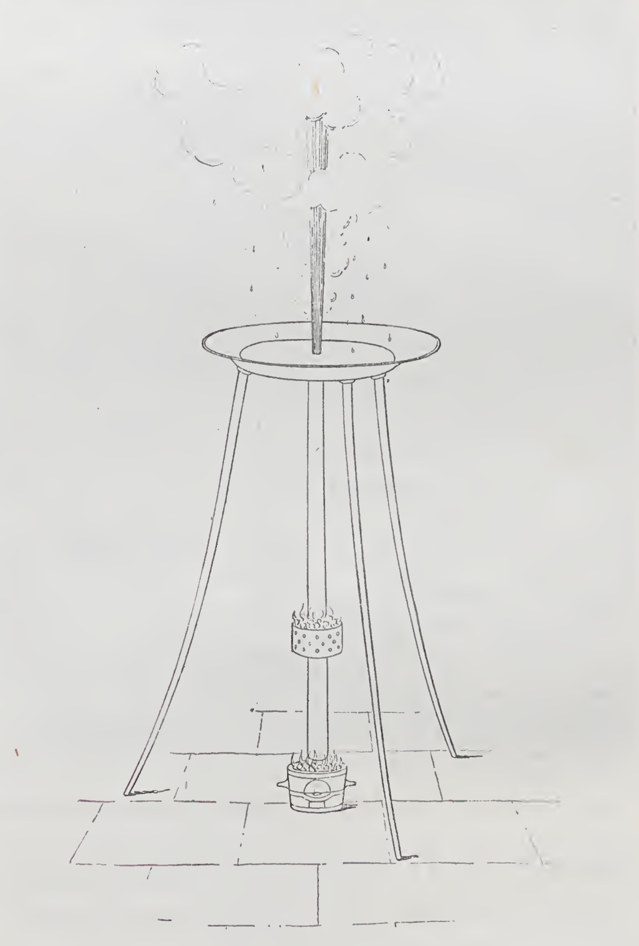


Fig. 156.—Experimento de Tyndall para comprobar la teoría de los géiseres

masa líquida desde la mitad del tubo hasta abajo, y sale fuera del orificio con violencia y mezclada con nubes de vapor. El géiser está en plena erupcion.

Los chorros lanzados al aire se enfrian al ponerse en contacto con él, caen en el estanque y en el pozo llenándolo de nuevo; pero el des-

censo de la temperatura da lugar á que vuelvan las condiciones anteriores y el géiser entra poco á poco en su período de reposo, hasta que otras detonaciones, suscitadas por nuevas emisiones de vapor, logran devolver al agua del tubo una temperatura bastante elevada para que se reproduzca el fenómeno.

La figura 156 representa el aparato discurrido por Tyndall para comprobar prácticamente la teoría de Bunsen. Consiste en un tubo de hierro galvanizado, de 2 metros de longitud, fijo por su orificio superior en el centro de un plato que figura el estanque del géiser. Está caldeado por su fondo con un braserillo que representa el calor de las capas subterráneas, de las rocas volcánicas subyacentes. A 60 centímetros del fondo está colocado otro braserillo. Llenando entónces el tubo de agua que se ca-



Fig. 157.—El Te-Ta-Rata, gran manantial termal geisérico de Nueva Zelanda

lentaba gradual y regularmente, el físico inglés vió que cada cinco minutos se lanzaba el líquido á bastante altura fuera del tubo.

En cuanto á las erupciones del Strokur, suscitadas, segun hemos visto, por la interposicion de un obstáculo, se las explica suponiendo que el tubo de este géiser, ensanchado por arriba á modo de embudo, se estrecha por abajo lo bastante para que los puñados de musgo que en él se echan lo obstruyan por completo. El calor creciente del agua inferior no puede comunicarse á la parte superior; tampoco pueden desprenderse las burbujas de vapor, y como la tension aumenta sin cesar, acaba por superar á la presion de las capas sobrepuestas. Entonces resulta la erupcion, que empieza por la expulsion de las materias que le sirven de obstaculo.

La energía de las erupciones geisériças está en relacion con la abundancia de las aguas, y con su evaporacion en la superficie, y sufre la influencia de las condiciones meteorológicas. Dícese que desques de llover son más hermosas. Resta explicar la disminucion de esta ac-

tividad con el tiempo. Segun Forbes, la causa consiste en el aumento de la longitud del tubo. «El contínuo depósito de sílice, dice, debe ocasionar al fin y al cabo un cambio en la proporcion de la columna de agua y del calor despedido por el suelo. El dia en que el tubo llegue á una profundidad tal que el calor que se desprende de la porcion inferior y el enfriamiento de la superficie se equilibren, la temperatura de la masa de agua no podrá llegar ya en ninguna parte al punto de ebullicion, y el géiser habrá perdido toda energía eruptiva.»

Si Islandia es la tierra clásica de los manantiales termales volcánicos y de los géiseres, no deja de tener rivales por tal concepto, en dos regiones tan distantes de ella como ambas lo están entre sí. Nos referimos á la Nueva Zelanda y al valle del Firehole en los Estados Unidos. Describamos con algunos detalles estas comarcas.

Las islas del archipiélago neo-zelandés son de constitucion eminentemente volcánica. En Tavai-Punamú ó isla del Sur la actividad eruptiva está enteramente extinguida; pero no sucede así en la isla del Norte, Ika-Na-Mui, que contiene muchos volcanes activos ó que han tenido erupciones recientes, como el Tangariro, el Rangitoto, el Naugarohoe, etc. Toda la region comprendida entre estos conos está llena de fuentes termales, solfataras y géiseres. Nos limitaremos á describir el manantial hirviente del Te-Ta-Rata, situado al Nordeste del Rotomahana, cráter-lago producido por explosion, reproduciendo el relato de F. de Hochsteller que exploró tan interesantes regiones en 1878, durante la expedicion de la fragata *Novara*.

El Te-Ta-Rata, dice el sabio austriaco, manantial hirviente, que baja de terraplen en terraplen hasta el lago, es la verdadera maravilla de este país maravilloso. En la pendiente de una colina llena de helechos, y á unos 80 piés, del Rotamahana, se encuentra la cuenca ó estanque principal, cuyas paredes de arcilla encarnada tienen de 30 á 40 piés de altura. Su longitud es de 80 piés, su anchura de 60 y está llena hasta los bordes de agua perfectamente clara y límpida que, á causa de la nívea blancura de las estalactitas de sus orillas, parece de un admirable azul turquí, irisado á veces con las tintas del ópalo. En la orilla de un estanque ví que la temperatura era de 84 grados centígrados: en medio, donde el agua se eleva á muchos piés de altura, tiene el calor del agua hirviente. Inmensas nubes de vapor, que reflejan el hermoso color azul del estanque, forman continuos remolinos sobre él atrayendo las miradas; y se oye sin cesar el hervor de las aguas. El indígena que nos servia de guía nos dijo que á veces toda la masa de las aguas salta de pronto con extraordinario ímpetu, y que entónces se puede ver, á 30 ó 40 piés de profundidad, el estanque vacío, volviéndose á llenar al punto. Si esto es cierto, el manantial del Te-Ta-Rata es sin duda un géiser de largas intermitencias.

»El agua tiene un gusto ligeramente salado, pero nada desagradable, y lo mismo que en los manantiales islandeses, el depósito es una estalactita silícea. Al manar del estanque, esa agua termal ha formado una serie de terraplenes que, siendo blancos y como labrados en mármol de Paros, presentan un golpe de vista, del que ninguna imágen ni descripcion puede dar leve idea; es menester subir por esas gradas de alabastro y examinar las particularidades de su estructura para comprender cuán maravilloso es.

»La falda de la colina se introduce bastante en el Rotomahana; algo más arriba empiezan los terraplenes que contienen estanques cuya profundidad corresponde á la altura de los peldaños de esa gigantesca escalinata; muchos de ellos tienen de 2 á 3 piés y á veces 4 y 6. Cada uno de dichos peldaños tiene un pequeño reborde saliente del que penden hácia el peldaño inferior delicadas estalactitas, y una plataforma más ó ménos grande en la que hay uno ó muchos estanques de un color azul admirable, como si fuesen otras tantas bañeras naturales que el arte más consumado no podria hacer ni más cómodas ni más elegantes.

»El terraplen más elevado circuye una ancha plataforma en el cual hay muchos y bonitos estanques de 5 á 6 piés de profundidad, y en medio de ella descuella, muy cerca del estanque principal, una roca de 12 piés de altura, llena de matas de manubas, de licópodos, de musgos, y de helechos; se puede subir á ella sin peligro, y desde allí la mirada penetra en el agua azul y cubierta de vapores del estanque central.

»Tal es el célebre manantial del Te-Ta-Rata. El blanco puro de las estalactitas que hace resal-

tar el azul oscuro del agua, el verdor de la vegetacion circundante, el encarnado vivo de las paredes desnudas del cráter acuático y por último las nubes de vapores que se arremolinan renovándose sin cesar, todo contribuye á formar un cuadro sin ejemplo y maravilloso.»

Hácia los 45° latitud N. y 112° longitud O., en la parte Nordeste de los Estados Unidos, hay una region tan interesante por su belleza pintoresca y sus curiosidades naturales que por una ley votada en 1872 por el Congreso, se ha reservado su goce pleno y entero al pueblo americano, con el título de *Gran Parque nacional.* Tiene más de 8,000 kilómetros cuadrados de superficie, y su altitud media pasa de 2,000 metros, de suerte que las cumbres de las montañas circundantes están cubiertas de nieve todo el año. Es uno de los puntos de division de las aguas del Pacífico y del Atlántico; el Missouri y uno de sus afluentes, el Yellowstone, tienen sus fuentes á corta distancia, y esta última corriente forma allí un magnífico lago de 24 kilómetros de ancho por 35 de largo, cuyo nivel está á 2,260 metros de altitud sobre el del Océano. Pero lo interesante para nosotros en esta region extraordinaria está en el carácter eminentemente volcánico de sus montañas. Segun el geólogo americano Hayden, la cuenca del Yellowstone no es otra cosa sino un antiguo cráter, formado de millares de hendiduras y grietas, ó por lo ménos, que sólo presenta indicios de la última fase de actividad; pero que durante el período terciario, durante la edad del plioceno, ha sido teatro de los más intensos fenómenos volcánicos. Innumerables manantiales calientes, situados principalmente en la desembocadura del Yellowstone fuera del lago que lleva su nombre, ó tambien en el valle del Firehole, y géiseres cuyas aguas brotan con intermitencias de hora en hora, atestiguan todavía hoy cuán grande debió de ser en otro tiempo en aquel sitio la actividad de las fuerzas subterráneas.

Lo que parece verdaderamente extraordinario cuando se leen los relatos en que se describen esos manantiales y esos surtidores de agua y de vapor, es la variedad infinita de aspectos, dimensiones y colores que presentan. Júzguese de ello por algunos párrafos entresacados de la relacion del teniente Doane, que en 1870 acompañó al general Washburn en una exploracion de aquellos países.

«Por la noche, dice, llegamos á un punto donde habia varias fuentes de aguas termales, y poco despues vimos todo un sistema de manantiales cuya agua hirviente y cenagosa despedia nubes de vapor. El mayor tenia de veinticinco á treinta piés, y el líquido era de un color apizarrado; en el segundo, de cuatro piés de ancho, el agua hervia con fuerza y desbordábase; su color era pardusco oscuro, y parecia tener mucho cieno, pero no formaba depósito; el tercero, de veinte á veinticinco piés, lanzaba de vez en cuando con gran violencia una columna de vapor que se elevaba á unos cien piés. Esta fuente corria á intervalos fijos, y parecia estar cubierta por un revestimiento de formacion caliza-sulfurosa; en un ángulo habia una especie de depósito en figura de panal, de magnífica coloracion, y compuesto de sulfuro sublimado sobre un lecho metálico brillante parecido á la plata. Este depósito tenia varios piés de altura y podia pesar muchas toneladas; el vapor se precipitaba á través de los intersticios, silbando furiosamente.»

Los manantiales susodichos están en el valle del Yellowstone. El mismo viajero descubrió en otro punto de este valle y á corta distancia del lago otra multitud de manantiales, respiraderos de vapor, chorros de agua cenagosa, calderas de agua tranquila, y hace la descripcion de los más notables en los términos siguientes:

«A cuatrocientas varas de la orilla del lago ofrecióse primeramente á nuestra vista un estanque de cieno de brillante color sonrosado; tenia setenta piés de anchura; el centro era una masa hirviente, y al rededor habia pequeños cráteres cónicos en erupcion constante. Los depósitos expulsados se endurecian rápidamente, constituyendo una piedra arcillosa laminar, sólida y de bella estructura; pero el bonito color sonrosado se borraba y se convertia en un blanco de yeso. En la inmediacion surgian una docena de chorros, de seis á veinticinco piés de anchura, en cuya base hervia un agua espesa, de colores que variaban desde el blanco al amarillo oscuro. Mas léjos vimos varias fuentes de diez á cincuenta piés de diámetro, de donde salia agua limpia y caliente; el estanque y el lecho de estas fuentes estaban llenos de depósitos rojos, verdes, amarillos y negros, de un efecto

maravillosamente espléndido, pero tan quebradizos, que se desmenuzaban al tocarlos. Estos colores brillantes no existen sino en la superficie de la roca, y no penetran en su espesor.

»Más abajo vimos varios grandes cráteres llenos de un agua de color azulado impregnada de sulfato de cobre; en el centro, esta agua hervia á la altura de dos piés, diseminándose en forma de arroyos y dejando á la orilla de los cráteres un depósito pedregoso de varias pulgadas, que formaba como un márgen adornado de delicadas franjas.



Fig. 157.—El Viejo fiel, géiser del valle del Firehole

»No léjos de allí habia dos lagos de agua de color de púrpura, caliente, pero no en ebullicion, que dejaba depósitos de un colorido muy fino.

»Más allá vimos las dos fuentes más grandes que habíamos encontrado hasta entónces: una de ellas tenia treinta piés por cuarenta, y una temperatura de 77°; vertíase en otra situada á setenta piés de distancia, y cuya temperatura era de 84°; de esta última partia un arroyo que daba cien pulgadas de agua. Los cráteres de las dos eran de estalagmita caliza, guarnecida de un depósito blanco plateado que por reflejo iluminaba el interior á inmensa profundidad; ambos cráteres tenian paredes perpendiculares, aunque de forma irregular, y la distancia desde la cual se divisaban los objetos en el fondo de sus abismos es verdaderamente extraordinaria.

Ninguna imaginacion podria representarse, y ninguna descripcion bosquejar las maravillas que estas grandes fuentes ofrecen á la mirada.»

En el valle del Firehole abundan los géiseres. En nuestros grabados, copiados de fotografías, reproducimos algunos de los más notables, cuyas erupciones han podido observar los individuos de la expedicion. Pero entre las 1,500 fuentes termales que hay allí diseminadas era difícil reconocer las que, á intervalos más ó ménos largos, lanzan por sus orificios las aguas que contienen en el interior de sus cráteres.

El Viejo fiel (fig. 157) lanza á más de 40 metros de altura sus deslumbradores haces mezclados con oleadas de vapor. La grieta de la que brotan estos chorros está tapizada de concreciones calizas: en otro tiempo era mucho mayor, pero los depósitos la han reducido poco á poco á una abertura de un metro de ancho por poco más de dos metros en su diámetro mayor. El altozano formado por el manantial tiene unos 13 metros de altura. Las erupciones del *Viejo fiel*, que se efectúan con estruendosos silbidos, duran unos cinco minutos, y se suceden

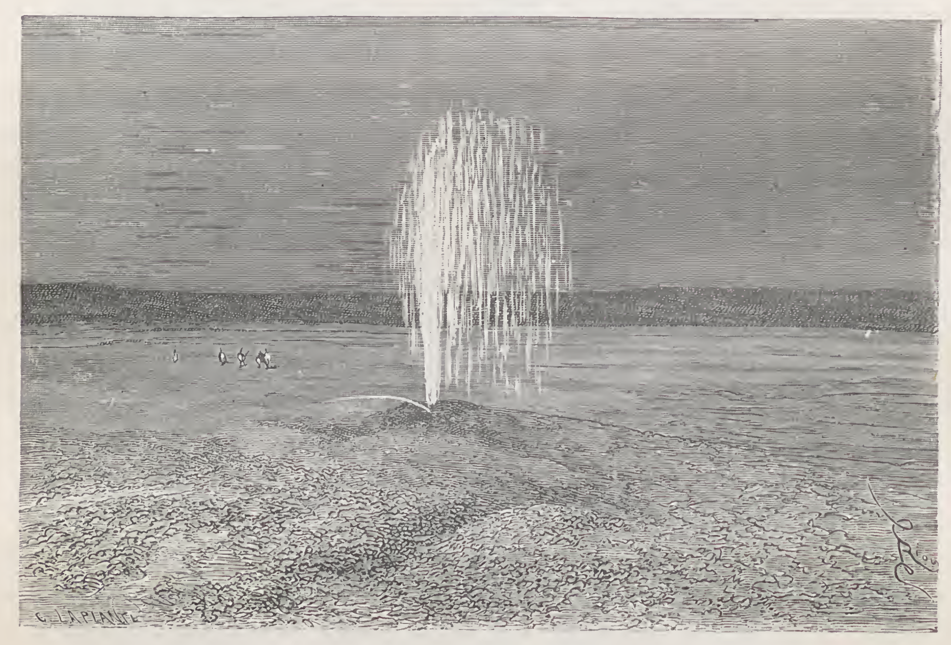


Fig. 158.—Pequeño géiser

con regularidad de cincuenta en cincuenta, debiendo este géiser su nombre á la regularidad de su período de intermitencia. Vista á alguna distancia, la roca que forma el cráter parece de color gris metálico con bordes sonrosados y amarillos del tono más delicado: el agua que los moja constantemente da á estas tintas un brillo extraordinario.

En los alrededores hay otros muchos géiseres antiguos, cegados por sus propios depósitos. Algunos tienen todavía erupciones de agua y de vapor, pero sus reducidos cráteres, sus paredes medio derruidas hacen suponer que muchas de estas fuentes fueron en otro tiempo géiseres de grandes dimensiones, como lo es todavía hoy la *Fortaleza*, la más considerable de las formaciones del valle.

«La eminencia caliza en que está situada, dice el teniente Doane, tiene cuarenta piés de elevacion y ocupa un gran espacio; el cráter surge en el centro; sus paredes irregulares, guarnecidas de concreciones esféricas de belleza maravillosa, destácanse en forma de torrecillas, teniendo cuarenta piés de altura por doscientos de circunferencia en la base. La cima está ahuecada y presenta compartimientos separados por grandes nudosidades de la roca, de un color sonrosado; en el centro hay un cráter de tres piés de diámetro guarnecido de un glácis de color de azafran: visto desde cierta distancia, creeríase estar contemplando un antiguo torreon feudal medio ruinoso. El cráter lanza de contínuo vapores, y á causa de su condensacion, constantemente caen gotas de agua á lo largo de las paredes exteriores del cono, que está siempre húmedo. El depósito que se forma es de un color gris plateado y su estructura es sorprendente por su masa, su perfeccion y precioso dibu-

jo. En la base de la torrecilla se ve una gruesa rama de pino cubierta de una brillante incrustacion en forma de nudosidades, tiene varias pulgadas de espesor y la madera está petrificada.

»Las aguas de este géiser han perforado la roca por otro sitio, cerca del pié del antiguo cráter, por donde corren abundantemente en estado de ebullicion. Esta nueva salida disminuye la accion de la gran abertura; pero nosotros vimos que una vez lanzó el agua á una altura perpendicular de sesenta piés, dejando escapar al mismo tiempo espesas nubes de vapor. Cuando esta fuente estaba intacta debió ser la más grande de todas.

»Muy cerca, en el mismo montecillo, hay una fuente y un estanque de veinticinco piés de diámetro, de orillas ondeadas y lleno hasta los bordes; el interior es de un tono plateado, y el fondo de insondable profundidad.»

Entre los géiseres del Firehole es tambien digno de mencion el que los exploradores de que acabamos de hablar han bautizado con el nombre de *El Gigante*, cuyo cráter, en forma de cono truncado, tiene 4 metros de altura y 2^{m},30 de diámetro, elevándose sus chorros á una altura que varía entre 30 y 70 metros. La duracion de la erupcion no baja de tres horas, y cuando sobreviene, el agua que sale de las profundidades subterráneas es bastante copiosa para duplicar el caudal del Firehole en el cual se vierten. Cuando está en reposo, el nivel del agua baja en el cráter á 13 metros de profundidad, y entónces se la ve hervir en el fondo de la cavidad. Tambien es notable la *Gruta*, por las paredes exteriores de su cráter, abiertas en forma de cavernas y cuyos chorros saltan á 20 metros de altura. (Véase la fig. 6 del tomo 1 de esta obra.)

El orificio de los géiseres no guarda siempre relacion con la importancia de sus erupciones. Así es que el géiser cuyo aspecto, cuando está en reposo, se representa en la fig. 160, no puede hacer presagiar la violencia de la erupcion que M. Doane refiere en los siguientes términos:

«En la mañana del 19 de setiembre nos despertaron unos silbidos espantosos mezclados con el estrépito de las aguas despeñadas; dirigimos la vista al otro lado del rio, y llamó nuestra atencion un pequeño cráter de tres piés de alto, y una abertura de sólo seis pulgadas, en el cual no nos habíamos fijado el dia ántes. Lanzaba en aquel momento un chorro de doscientos diez y nueve piés de elevacion, sobrepuesto de grandes nubes de vapores, y cuando la masa de agua volvió á caer con terrible fuerza sobre

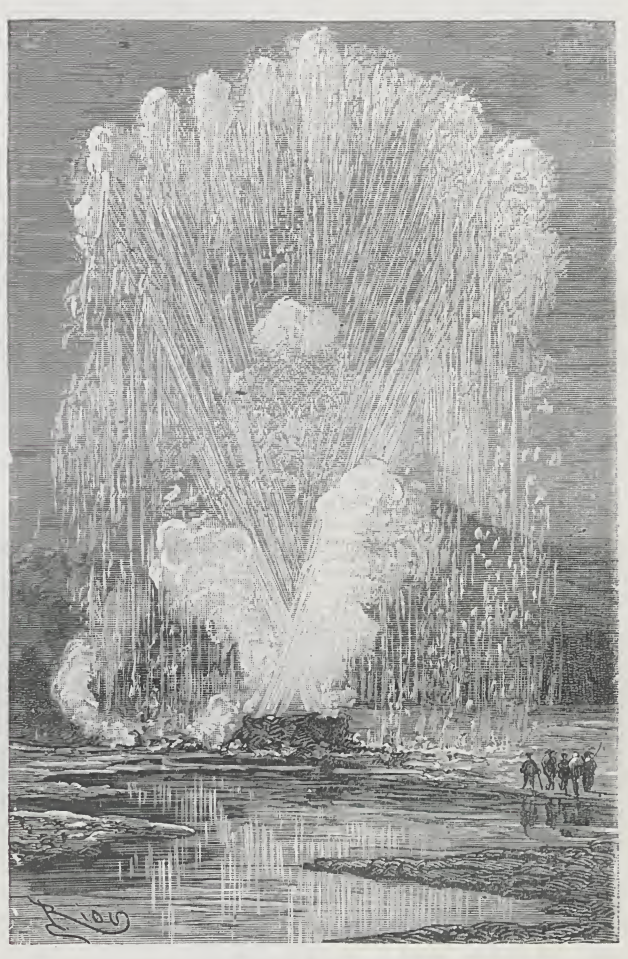


Fig. 159.—El Abanico

los estratos escamosos, observamos que el suelo retemblaba y que enormes fragmentos de roca eran levantados y arrastrados al lecho del rio. Este géiser estuvo en erupcion diez minutos, dándonos tiempo para tomar su altura por triangulacion. Su cráter no tenia nada que hiciera presumir que allí hubiese un géiser; comparado con los otros, era insignificante bajo todos los puntos de vista. Le bautizamos con el nombre de *la Colmena.*»

Al hacer las anteriores descripciones de las fuentes termales y de los géiseres de las tres comarcas en que aparecen con mayor abundancia estas curiosidades naturales, nos hemos dejado arrastrar por su lado pintoresco tal vez más de lo que exigia el punto de vista puramente científico en que debemos colocarnos aquí, pero confiamos en que bastará para dis-

culparnos el atractivo de los relatos que hemos tomado de varios exploradores. Además, cuando se trata de fenómenos tan poco conocidos todavía y de regiones apénas descubiertas, cada detalle puede tener su utilidad científica. Lo que nos parece resultar claramente de las descripciones que preceden, á pesar de la diversidad de los detalles, que fuera de esto es á propósito para marcar bien la fisonomía local de cada region, es que las fuentes termales tienen un carácter comun, el de su situacion en el centro de terrenos eminentemente volcánicos, en la inmediacion de cráteres en plena actividad todavía ó de cráteres apagados. La composicion química de las aguas de estos manantiales es tal como se podia suponer, y corresponde enteramente á la de las emanaciones que marcan la atenuacion de la actividad volcánica. Los depósitos que dejan en las paredes de los orificios son especialmente silíceos en Islandia; y en Nueva Zelanda, lo propio que en las cuencas del Yellowstone y del Firehole, compuestos



Fig. 160.—Cráter de la Colmena

calizos. En todos los casos la elevada temperatura de las aguas se explica por el contacto que han tenido con las capas subyacentes y las rocas calientes de los terrenos fracturados en otro tiempo por las erupciones, en los cuales han penetrado gracias á las numerosas grietas de los mismos. Por último, la abundancia de las aguas es muy natural en unos valles rodeados de montañas cubiertas de nieves y hielos, como hemos visto que lo están los Jokull de Islandia y las montañas del Parque nacional de los Estados Unidos.

III

SALSAS Ó VOLCANES DE BARRO

Hemos citado ya varios ejemplos de erupciones cenagosas, especialmente en Islandia, en los volcanes javaneses, en los de Havai y en las Cordilleras. Los mismos volcanes que por lo comun arrojan lavas incandescentes pueden á veces despedir lodo ó ceniza, es decir, lava diluida en el abundante vapor de agua que se escapa de sus cráteres. Pero hay tambien bocas volcánicas cuyo elemento eruptivo esencial es el barro: en este caso se les da el nombre de *salsas* ó *volcanes de barro.*

Cuando Humboldt publicó hace cuarenta años el primer tomo de su *Cosmos*, insistió en la importancia que debe atribuirse al estudio de este carácter particular de revelacion de las fuerzas subterráneas, y más adelante dió en el cuarto volúmen una descripcion detallada de él. Consideraba «las salsas ó pequeños volcanes de barro como formando la transicion entre los chorros de vapor y las fuentes termales y las formidables erupciones de los montes ignívomos.» Si hasta entónces se habia desconocido la magnitud del fenómeno, consiste, en su concepto, en que de las dos fases que presenta, una violenta y de corta duracion, y otra tranquila, pero que persiste por espacio de siglos en-

teros, los sabios sólo se habian ocupado de la segunda. Ahora bien, la aparicion de los volcanes de lodo presenta todos los síntomas de una verdadera erupcion volcánica; terremotos precursores, detonaciones subterráneas, levantamientos del terreno de comarcas enteras, llamaradas de bastante altura con frecuencia, hervores de la materia pastosa contenida en el cráter y de la cual brotan gruesas burbujas gaseosas que revientan en la superficie dando lugar alrededor del orificio á una diseminacion de barro más ó ménos abundante. Los volcanes de barro, una vez formados, tienen, como los otros, largos períodos de calma relativa, durante los cuales toda su actividad se limita al desprendimiento de gases y á la sosegada salida del barro que resbala por la pendiente de los conos; pero á veces violentas erupciones, semejantes á las que habian presidido la formacion de las salsas, les devuelven á intervalos más ó ménos inmediatos su mayor actividad, que generalmente es de corta duracion. Citemos algunos ejemplos de estos fenómenos.

«Cuando en 27 de noviembre de 1827, dice Humboldt, se formó la salsa de Jokmali en la península de Abscheron, al oriente de Baku (mar Caspio), brotaron llamas á extraordinaria altura: este fenómeno duró tres horas. Durante las veinte horas siguientes, apénas se elevaron un metro sobre el cráter del que salia el barro. Cerca de la aldea de Baklichli, al Oeste de Baku, llegó á tanta altura la columna de llama, que se la veia á 4 ó 5 miriámetros de distancia, y enormes pedruscos, arrancados sin duda á grandes profundidades, fueron á parar á larga distancia.» El Kuku-Oba *(colina azul)*, volcan de barro de la península de Taman, era ya conocido de los antiguos griegos, que suponian cerca de él una de las entradas de los infiernos; hacia siglos que no habia tenido ninguna erupcion violenta, cuando en febrero de 1794 y despues de algunos terremotos y detonaciones formidables que se oyeron á más de 200 kilómetros, salió de su reposo. Una inmensa llamarada se elevó á muchos centenares de piés de altura, seguida en breve de una espesa columna de humo que duró hasta el dia siguiente. De la cúspide del cono salieron torrentes de barro, y grandes fragmentos de tierra congelada fueron á parar á más de un kilómetro de distancia.

Si las salsas presentan en sus erupciones algunos de los caracteres de los fenómenos volcánicos ordinarios, si sus conos se forman, como los de los demás volcanes, por la acumulacion de sus deyecciones alrededor de su orificio central, difieren en cambio de los volcanes descritos hasta aquí en la exigüidad de sus dimensiones. Las mayores forman pequeñas lomas cónicas, más ó ménos aplanadas, cuya altura máxima apénas llega á 150 ó 200 metros. La mayoría de las de la península de Taman, que juntamente con los volcanes de barro del mar Caspio, son los más numerosos que se conocen, tienen á lo sumo de 30 á 50 metros de altura. El Macaluba, cerca de Girgenti en Sicilia, que Dolomieu fué á ver el siglo pasado y cuya elevacion calculaba en 150 piés ó sea 50 metros, ha bajado considerablemente, pues segun Contejean, que le observó en setiembre de 1882, no se eleva con mucho 50 metros sobre la barranca que lo circunscribe. En su cumbre aplanada, cuya circunferencia es bastante grande (unos 8 kilómetros), hay diseminado un centenar de pequeños conos eruptivos, unos en actividad y otros inactivos, que parecen desempeñar en el montecillo principal el mismo papel que los conos adventicios del Etna. Véase lo que de él dice M. Contejean:

«Hay conos de cráter análogos á los del Vesubio, cúpulas redondeadas comparables á las de Auvernia, cráteres-lagos y hasta cráteres de derrumbamiento. Los primeros figuran en mayor número; rara vez llegan á 5 ó 6 decímetros de altura; muchos de ellos sólo tienen algunos centímetros; pero como están formados de una arcilla tenaz, su pendiente es siempre más rígida que la de los volcanes de fuego. Su forma es tambien más regular, y la cavidad central, cuyo diámetro varía entre 2 y 4 centímetros, es de seccion perfectamente circular. El barro líquido que mana de sus costados se extiende á veces hasta bastante distancia; ocupaba un espacio de más de 15 metros de circuito alrededor de un cráter-lago poco profundo, cuyo orificio tenia 6 centímetros de diámetro y cuya altura no excedia de 3 decímetros. Abierto al nivel del suelo y lleno de agua cenagosa en la cual reventaban innumerables burbujas de gas carbonado, el mayor de los cráteres de derrumbamiento tenia 2 metros en la longitud máxi-

ma de su cuenca, poco profunda tambien y cuya agua rebosaba por un diminuto canal. Todas las cúpulas están inactivas. Proceden de la aglomeracion de barro más compacto sobre el orificio de emision y seguramente tambien de la accion de la lluvia sobre antiguos cráteres, cuya cavidad central ha desaparecido; su forma es la de un casquete esférico regular, algo aplanado junto al suelo. El mayor de todos se elevaba 9 decímetros sobre una base de 3 metros de radio.»

Cuando Dolomieu visitó el Macaluba hace un siglo, el suelo en que descansaban los pequeños cráteres estaba formado de arcilla gris, seca, grietada en todos sentidos, que se elevaba en capas sueltas de un decímetro de espesor. «Los vaivenes que se experimentan al andar por aquella especie de llanura, dice, anuncian que se pisa una tenue corteza apoyada en un cuerpo blando y semi-flúido, y no se tarda en reconocer que aquella arcilla seca cubre en realidad una inmensa hoya de barro, en la cual se corre inminente riesgo de quedar sepultado.»

En efecto, durante el verano y el otoño hasta la estacion de las lluvias es cuando el altozano presenta el aspecto que acabamos de describir. En invierno, la arcilla se humedece y se reblandece; las pequeñas eminencias cónicas se disuelven, quedando tan sólo un inmenso monton de tierra arcillosa, de profundidad desconocida. Las emanaciones que salian ántes por las cimas de cada cráter, ocurren ahora en toda la masa, que se halla en continuo estado de ebullicion. Por lo tanto no son de extrañar las modificaciones observadas al cabo de un siglo por M. Contejean, quien encontraba los contornos de la salsa ménos regulares, su cúspide aplanada y ensanchada, y el barro del altillo seco y compacto, al paso que las materias expulsadas eran más flúidas. Otra modificacion más importante es la siguiente: miéntras Dolomieu, cuando su primera visita en 1781, observaba que el gas despedido por la salsa no era inflamable (ácido carbónico), en 1875, por el contrario, ardia con ligera decrepitacion. M. Contejean vió tambien que el gas ardia con larga llama amarilla: era hidrógeno protocarbonado; de suerte que este gas habia sustituido al ácido carbónico.

El Macaluba tuvo en otro tiempo violentas erupciones, las últimas de las cuales ocurrieron en 1777 y 1779. El barro que cubrió el valle circunvecino con una capa de $1^{m},50$ de espesor, salió por un orificio central de dimensiones bastante grandes (segun un testigo ocular, de 10 palmos, ó sean $2^{m},50$).

Lyell hace mencion, en sus *Principios de Geología*, con referencia al capitan Robertson, de los numerosos volcanes de barro situados al Noroeste del golfo de Kotch, junto á la desembocadura del Indo. Uno de ellos tiene 120 metros de altura; la tierra que le forma es ligeramente colorada, y su cráter, de 30 metros de diámetro, está lleno de un barro líquido agitado contínuamente por burbujas gaseosas y despedido á pequeños chorros en distintas direcciones.

Al describir los géiseres de los valles del Yellowstone y del Firehole, hemos visto que de muchos manantiales salen aguas cenagosas. Tambien se encuentran verdaderos volcanes de barro, como lo prueba el párrafo siguiente de la relacion del teniente Doane: «A algunos centenares de yardas, en la pendiente de un barranco escarpado poblado de árboles, descubrimos un volcan de barro. Su orificio tiene 30 piés de diámetro, va estrechándose, y en el punto más hondo, que se ve á unos 40 piés de profundidad, sólo tiene 15 piés de anchura. Enormes masas de vapores se escapaban por aquella abertura, elevándose á 300 piés de altura. De las profundidades de la tierra se oia llegar un lejano y estruendoso bramido que se reproducia cada cinco segundos, especie de enorme pulsacion que hacia retemblar el suelo hasta 200 yardas de distancia. Cada uno de aquellos choques subterráneos iba seguido de un chorro de lodo. De vez en cuando se oia una explosion semejante al estampido de poderosos cañonazos; y entónces la tierra temblaba á una milla en contorno. Estas explosiones iban acompañadas de un marcado aumento en las masas de vapores que surgian del cráter.»

Los observadores tomaron algunas medidas de las cuales dedujeron que ciertos chorros de barro habian debido ser lanzados á la enorme altura vertical de 300 piés. De esta actividad eruptiva del volcan de barro del Yellowstone á la de los pequeños conos en mi-

niatura de la Macaluba y hasta de las salsas de Crimea y de las orillas del mar Caspio, hay mucha distancia. En efecto, hemos visto que estas no tienen sus grandes erupciones sino á largos intervalos; es probable que la temperatura éntre por mucho en estos fenómenos. El barro de muchos de los volcanes observados sale de sus orificios á una temperatura que no excede de la del aire exterior. En este caso se hallan los volcanes cenagosos de Taman y de Apcheron, al ménos en su período de calma. Las mismas burbujas gaseosas que se desprenden entónces de la masa pastosa y que producen el hervor de esta masa, tienen una temperatura poco elevada. En cambio, en las salsas de Islandia, de Nueva Zelanda, de las Célebes, de Luzon, el vapor de agua es el que motiva la ebullicion, y el lodo sale de sus orificios á una temperatura superior á la del aire.

Por esta causa se clasifican los volcanes de barro en dos categorías: los que tienen siempre una temperatura elevada y en los que el vapor predomina sobre los demás gases, y los que carecen de este vapor ó en que sólo desempeña un papel secundario, salvo en las erupciones violentas. En los de esta última categoría, los gases y el barro están á menudo más frios que la atmósfera, especialmente en verano.

El barro, más ó ménos flúido, que sale de las salsas, está compuesto por lo comun de arcilla diluida en cierta cantidad de agua; su color varía entre el gris y el azul negruzco, matizado á veces de encarnado ó blanco, como en los volcanes de barro de las Célebes. Pero contiene tambien otras sustancias en distintas proporciones, en especial sal marina mezclada á veces con sulfato de magnesia ó de sosa (1). Tambien se encuentran en él, segun las regiones, aceites de nafta ó de petróleo, betun y asfalto, que se ve sobrenadar er tenues capas en la superficie del cieno ó del agua de que están llenos los cráteres. La presencia de estas sustancias en las deyecciones de las salsas es muy natural, por cuanto las más de las veces hay fuentes de betun ó de petróleo en las regiones en que aquellas abundan, y hasta las rocas circunvecinas están impregnadas de ellos. M. Anstedt que, en enero de 1866, presenció una erupcion de la salsa de Paterno en Sicilia, refiere que empezó por un chorro de agua hirviendo de dos metros de altura, al cual siguieron otros, sin que les acompañara ningun ruido, ninguna llama, ningun vapor visible. Al correr el agua cenagosa por el Simeto, dejaba tras de sí una capa de lodo que cubria el suelo á alguna distancia. En la superficie del agua turbia, que se escapaba formando una gran columna cargada de gas ácido carbónico, flotaba considerable cantidad de petróleo de color verde oscuro. A una milla de la salsa encontró M. Anstedt bloques de lava basáltica muy dura, que parecian desprendidos de una escarpadura de rocas de la misma naturaleza situadas sobre el punto en que aquellos yacian. «Cuando se golpea esos bloques con un martillo, dice, despiden un fuerte olor bituminoso, y si se les arranca un fragmento, se ven innumerables cavidades llenas de nafta.»

Los distritos de Taman y de Kertch separados por las aguas del estrecho de Ienikalé, y los de Baku y de Apcheron en las orillas occidentales del mar Caspio, son las regiones más abundantes en salsas del mundo entero. Las fuentes de petróleo, betun y nafta abundan tambien en ellas. Estas sustancias manan con el agua y el barro de los cráteres en erupcion, y rezuman por do quiera del suelo vecino y de numerosos pozos que se explotan desde tiempo inmemorial sin que se agoten. En la península de Taman, cerca de Kertch, estos pozos, abiertos en las margas terciarias y poco profundos, son tan numerosos que no seria posible contarlos. «He observado un pozo, dice M. Anstedt, que da una cantidad considerable de nafta, abierto á ménos de 12 metros de un volcan cenagoso en actividad y en el cono mismo de un volcan extinguido. El olor de la nafta invade todo el país, y mezclándose con el del hidrógeno sulfurado y quizás tambien con el del hidrógeno fosforado, infecta la atmósfera del mar Pútrido. Está probado que, en todos estos casos, las fuentes de petróleo tienen relacion con ciertas grietas, situadas por lo comun en rocas arcillosas casi siempre enteramente saturadas de aceite. Estas fuentes atraviesan á veces calizas ó areniscas compactas, haciendo que dichas rocas sean muy bituminosas.» Por los

(1) La presencia de estas sales explica suficientemente el sabor salado del agua y del barro de estos volcanes, así como el nombre de *salses* que se les ha dado.

ejemplos que acabamos de citar, es fácil explicarse la presencia de los aceites minerales y de las sustancias bituminosas en el cieno y el agua de las salsas.

Las mismas razones explican tambien la naturaleza de los gases que forman las burbujas que salen de los volcanes de barro; estos gases son: los hidrógenos carbonados, en proporcion casi siempre mayor que la de los demás gases reunidos (95 por 100 del volúmen total); el ácido carbónico y el óxido de carbono, el hidrógeno sulfurado y el hidrógeno. Sin embargo, no se nota ese predominio de los carburos de hidrógeno en las materias gaseosas expelidas por los volcanes á elevada temperatura y de los que sale vapor de agua en gran cantidad. En este caso prevalece el hidrógeno sulfurado, cuyo olor anuncia á lo léjos la erupcion del cráter.

Las llamas que brotan en las erupciones violentas de las salsas tienen por causa la inflamabilidad de los hidrógenos carbonados. A los ejemplos relativos á estas llamas dados anteriormente, añadiremos el que menciona Humboldt con respecto á un punto inmediato á las salsas de Turbaco, en la América del Sur, y situado en la lengua de tierra que forma el cabo Galera-Zamba, cerca de la desembocadura del rio Magdalena. Habia en aquel sitio una colina cónica que de vez en cuando despedia gases y humo, los cuales salian á veces con violencia suficiente para lanzar á lo léjos los objetos que se echaban al orificio (poco más ó ménos como sucede, segun hemos visto, en las erupciones acuosas del Strokur). «En 1839, dice Humboldt en su *Cosmos*, una gran erupcion de llamas hizo desaparecer el cono, y la península de Galera-Zamba se convirtió en una isla separada del continente por un canal de 30 piés de profundidad. Así continuaron las cosas hasta el mes de octubre de 1848, en cuyo año, sin que en los alrededores se notara conmocion alguna, ocurrió de nuevo en el mismo sitio en que habia tenido lugar la ruptura una erupcion ígnea formidable, visible á 10 ó 12 millas de distancia, que duró muchos dias. La salsa no emitió más que gases sin ningun objeto sólido. Cuando se apagaron las llamas, se vió que el suelo del mar se habia levantado y formado una isleta de arena que desapareció al poco tiempo. Más de 50 volcancitos, es decir, más de 50 conos parecidos á los de Turbaco, rodean ahora en un radio de 4 á 5 millas el volcan de gas submarino de Galera-Zamba.»

Pero en ninguna parte es tan abundante la emision de hidrocarburos inflamados como en las cercanías de Bakú, la *ciudad de la nafta*. En toda la provincia de Schirvan, «el suelo está tan impregnado de ella, dice M. Velain, que basta abrir un agujero poco profundo para dar paso al gas inflamable. Una sola chispa produce un incendio que se propaga á todas las demás grietas con la rapidez del rayo y continúa hasta que una violenta tempestad ó una copiosa lluvia lo apaga. Estas llamas oscilantes y azuladas á la manera de fuegos fatuos, se elevan formando espirales, y otras veces bajan lamiendo el suelo que parece cubierto de un resplandor etéreo. La yerba seca del terreno no se enciende nunca, y el viajero que se encuentra en medio de tan maravilloso incendio no experimenta ninguna sensacion de calor.

»En medio del mar, cerca del cabo Chikhov, al Sur de Bakú, surgen columnas de gases inflamables con tal violencia que el agua forma remolinos hasta el punto de arrastrar á las barcas que se aventuran por tan peligrosos parajes. Si se echan estopas encendidas en los puntos en que el mar parece hervir con fuerza, se produce al punto un incendio que se propaga en unos cuarenta metros de extension, y no se apaga hasta que sopla un viento impetuoso.»

Toda la region de la Italia central, situada en la vertiente de los Apeninos, y especialmente la que se extiende de Plasencia á Módena, Bolonia é Imola, es célebre por la abundancia de sus manantiales termales, por sus volcanes de barro, por sus terrenos abrasadores y por sus fuentes ardientes. La salsa de Sassuolo al Sudoeste de Módena es célebre por la descripcion que ha hecho Plinio de los fenómenos que acompañaron á su aparicion, como temblor de tierra, y humaredas mezcladas con llamas: á fines del siglo XVII ocurrieron tambien violentas erupciones, luégo en 1789 y por último en 1835 (1); hoy la salsa está en un período de reposo, y

(1) Esta última erupcion fué notable por la gran cantidad de barro y piedras lanzadas por el gas inflamable y las aguas saladas que salieron. Segun G. de Brignolli, el volúmen de barro arrojado llegó á diez millones y medio de metros cúbicos.

apénas brotan de ella algunas burbujas gaseosas. Son de mencionar tambien los volcanes de barro de Bergullo, Sazzuno, Salvarola, etc. Los conos cenagosos de la salsa de Bergullo son de tal regularidad que, segun M. Velain, parecen hechos por la mano del hombre. Los principales tienen 3 metros de altura por unos 4 de diámetro, y están formados de arcilla blanquizca, fina y resistente. Algunos, abiertos en su flanco, dan salida á corrientes de barro, que van á parar á un arroyo vecino, en el fondo del valle de Imola. A 20 kilómetros al Oeste de Bergullo, está la salsa de Sazzuno, de orígen reciente (su aparicion data de principios del siglo). Los volcanes cenagosos de la Italia central se hallan en una línea casi paralela á la cresta de los Apeninos; y en una direccion semejante, aunque más inmediatos á ella y por lo tanto á mayor altitud, están las *fuentes ardientes* y los *terrenos abrasadores* de Barigazzo, de Porreta, de Pietramala, etc. Los gases que se desprenden de estas fuentes y de todos los puntos del suelo circunvecino, de las rocas lo propio que de los campos labrados, se componen, segun los análisis hechos en 1869 por Fouqué y Gourceix, de gases hidrocarburados mezclados con una proporcion más débil de ácido carbónico y nitrógeno. Estos desprendimientos, tanto más abundantes cuanto mayor es la altitud, son naturalmente invisibles, á no ser que por una causa cualquiera lleguen á inflamarse, con gran riesgo de las mieses que el fuego encendido abrasaria, ó tambien á ménos que sobrevenga una copiosa lluvia. Entónces se ve cómo se desprenden las burbujas gaseosas de las charcas que cubren el suelo.

En China, el terreno está impregnado, en grandes extensiones, de sustancias y gases inflamables, que se aprovechan desde tiempo inmemorial para usos domésticos. Los *manantiales de fuego* (Ho-tsing) y las *montañas ardientes* (Ho-schan) abundan en toda el Asia oriental. «Desde las provincias de Yun-nan, Kuang-si y Szu-tchuan, situadas en el extremo Sur del imperio, lindando con el Thibet, hasta la provincia septentrional de Schan-si, se abren agujeros en el suelo para obtener á la vez agua pura, agua salada y gas para quemar. Este gas da una luz rojiza y á menudo despide un olor bituminoso. Se le lleva á largas distancias por cañerías de bambú fijas ó portátiles, y se le utiliza para hacer sal, para calentar las casas y para alumbrar las calles. En raros casos se ha encontrado agotado el hidrógeno carbonado ó algun terremoto ha interrumpido su salida. Sábese que un célebre ho-tsing, situado al Sudoeste de Kiung-Tscheú, cuya llama iba acompañada de cierto ruido, se extinguió en el siglo XIII, despues de haber iluminado toda la comarca desde el segundo siglo de nuestra era.» (Humboldt, *Cosmos*, IV.)

Las montañas ardientes están esparcidas por una gran parte del imperio chino. «En muchos puntos, dice tambien Humboldt, por ejemplo en la roca de Py-Kia-Schan, al pié de una montaña cubierta de nieves perpetuas, las llamas brotan de largas grietas inaccesibles y suben á grandes alturas. Este fenómeno se asemeja á los fuegos eternos del monte Schag-dagh, en el Cáucaso.»

Hemos visto ántes que Baku y sus cercanías abundan en fuentes de nafta. Algunos pozos, accidentalmente inflamados, no se han apagado desde entónces, y M. Moynet, que visitó aquella region en 1858, vió uno de ellos que, habiéndose encendido á principios de este siglo, estaba ardiendo todavía. A 23 kilómetros de la ciudad de Baku, se halla situado el famoso templo de los Parsis, en donde algunos fieles de la religion de los guebros han aprovechado las propiedades de las fuentes naturales de nafta para consagrar un santuario al fuego eterno.

Atesh-Gah es el nombre de este santo lugar; el viajero que acabamos de citar hace de él la siguiente descripcion: «Llegamos á una llanura dilatada; de unas aberturas irregularmente situadas vemos brotar llamas; en medio descuella un edificio almenado (fig. 161), y de cada almena sale una gran llamarada; un foco más intenso, compuesto de cinco fuegos, corona su más alta cúpula. En el interior, el espectáculo es imponente; por todas partes brota el fuego del suelo; bajo la cúpula central, el altar está cubierto de llamas.» Los habitantes de la península de Apcheron utilizan el gas inflamable como los chinos, sacándolo por medio de cañas, para los usos domésticos, para calentar los hornos de cal y hasta para la cremacion de los cadáveres.

IV

DISTRIBUCION DE LOS VOLCANES EN LA SUPERFICIE DEL GLOBO TERRÁQUEO: RESEÑA GENERAL

Si se fija la vista en un planisferio en el que estén indicadas las posiciones de los volcanes activos, llama desde luégo la atencion la desigual distribucion de los centros eruptivos en toda la extension de las tierras continentales. Hay dilatadas regiones casi enteramente privadas de ellos; en otras partes de los continentes se ven tan sólo á trechos algunos volcanes, y luégo otras en que la actividad volcánica de las antiguas edades está extinguida en

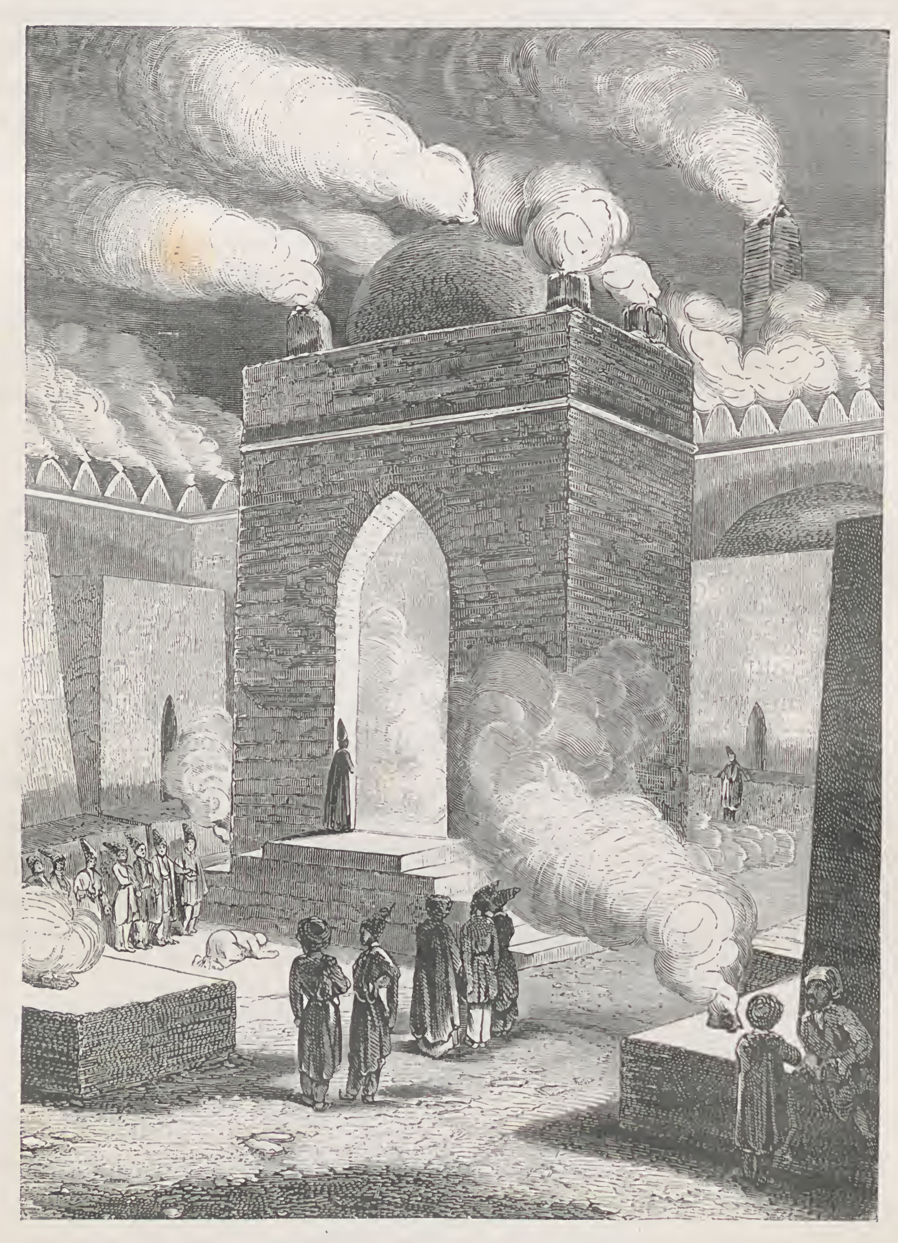


Fig. 161.—El templo del fuego en Atesh-Gah

la actualidad. Por último, hay puntos en que los cráteres se acumulan en tanta multitud, que forman evidentemente grupos naturales ó sistemas cuyas relaciones es interesante estudiar.

Examinemos en primer lugar el antiguo continente. Toda la parte boreal carece totalmente de volcanes, lo mismo en Europa que en Asia: en la parte central hay bastantes regiones volcánicas cuya actividad ha cesado desde remotos tiempos, como la península ibérica, Francia, la Italia septentrional, Alemania y Grecia. El Mediterráneo, el Asia Menor y el Cáucaso y uno ó dos puntos del centro del Asia son las únicas regiones volcánicas activas de esta parte media del antiguo continente. La enorme masa del continente africano no contiene, tal como hoy se la conoce, sino muy contados volcanes en la proximidad del Ecuador, unos á occiden-

te, donde las costas de Guinea, orientadas de Oeste á Este, se dirigen bruscamente al Sur, y en el punto opuesto, cerca de las costas orientales, debajo del golfo de Aden. Al otro lado del estrecho, en el recodo que desprende la península arábiga del continente africano, dos regiones contiguas, una extinguida y otra activa, forman juego con la que más abajo del golfo Pérsico, marca el otro extremo de la base de la península. Todo el resto de la parte continental y meridional de Asia, desde la Persia hasta el Indostan y Cochinchina, carece de volcanes. Lo propio sucede en el Asia oriental hasta la península de Kamtschatka, donde la actividad volcánica llega en cambio á su mayor grado. Con todo, si en China no hay volcanes propiamente dichos, segun hemos visto en el artículo precedente, las fuentes de gas inflamable y los terrenos ardientes cubren provincias enteras, y atestiguan así una actividad antigua, hoy en decadencia.

Prosiguiendo el estudio de la distribucion de los volcanes en las tierras continentales, vemos que el continente australiano, comparable con el Africa por la masa de sus tierras y por los contornos no accidentados de sus costas, está tambien privado de actividad volcánica, y únicamente hácia el Sur se encuentra una region extinguida (1).

Las dos masas triangulares que forman el continente americano están divididas en dos vertientes principales de extension muy desigual. Los cuatro quintos de la vertiente oriental, tributaria del Atlántico, y que es la mayor, carecen de volcanes, pues donde están escalonados los innumerables volcanes americanos es en la prolongada cordillera que forma la arista casi continua de ambas Américas, desde el extremo Norte de las montañas Pedregosas hasta los Andes de Patagonia; quedando así circunscrita la actividad eruptiva del continente á una angosta zona que apénas se destaca al oriente de la vertiente tributaria de las aguas del Pacífico.

En esta rápida revista de las regiones volcánicas continentales, hemos hecho caso omiso de toda una serie de volcanes en plena actividad, de los que vamos á hablar ahora. En su mayor número pertenecen á las islas que hay junto á las costas orientales de Asia ó que enlazan en cierto modo el Sudeste del continente asiático con Australia. Partiendo de la punta meridional del Kamtschatka, encontramos el archipiélago de las Kuriles, el del Japon, las Liu-Kiu, Formosa, y Filipinas; paralelamente á la península de Malaca, las islas Andaman, Nicobar, Sumatra y Java; siguen á continuacion las Célebes y las Molucas, la Nueva Guinea y algo más léjos al Este, las Nuevas Hébridas. Todas estas islas son de constitucion eminentemente volcánica; sus innumerables cráteres están en actividad en diferentes grados, ó han dado recientes testimonios de ella. Los volcanes de las islas Marianas, los de la Nueva Zelanda, los de las islas de la Sociedad y los de Sandwich, más apartados de los continentes, figuran tambien entre los que debemos considerar como pertenecientes á un vasto sistema que abarca más de la mitad de la superficie del globo.

En efecto, si partimos de los volcanes de la América meridional desde los Andes de Patagonia, remontando al Norte, seguiremos casi sin interrupcion los contornos de un inmenso círculo que rodea con los fuegos de innumerables cráteres todo el Océano Pacífico. Los volcanes de las Aleutienas, continuacion de la península de Alaska, se enlazan por una curva casi no interrumpida, con los del Kamtschatka. Los cráteres de Havai, con sus formidables erupciones, son como el centro de ese círculo que, roto en la Nueva Zelanda, reaparece allá en las heladas soledades de las tierras antárticas, en los cráteres Erebo y Terror.

Tambien pertenecen á islas los demás volcanes aislados ó agrupados: tales son los de Islandia, en la zona polar boreal, los de las Antillas, Azores, Canarias y Cabo Verde en el Atlántico, y por fin, los del Océano Indico.

Esta primera ojeada general sobre la distribucion geográfica de los volcanes en la superficie del globo, sugiere muchas é importantes observaciones. La primera es que los volcanes escasean en el interior de los continentes, figuran en cierto número en algunos de sus contornos y son mucho más numerosos en las islas

---

(1) Es inútil decir que se deben hacer toda clase de reservas por lo que respecta á todas las partes de los continentes aún desconocidas, geográficamente hablando, ó conocidas imperfectamente desde el punto de vista geológico. En este caso se hallan el centro del Asia, el del Africa, el de Australia y el de las dos Américas. Sólo de pocos años á esta parte se conoce bien la curiosísima region del Firehole y del Yellowstone.

ó en las penínsulas de accidentadas costas; en una palabra, un corto número de ellos está apartado del Océano ó de los mares interiores (1). Otra observacion es la que se refiere á su situacion en líneas ó hileras, rectilíneas ó formando arcos de círculo; cada línea de estas, que por lo comun sigue la cresta de una cordillera ó una direccion cercana y paralela á dicha cresta, puede considerarse como un sistema secundario de volcanes. Esto es especialmente cierto con respecto al cinturon que rodea casi enteramente al Océano Pacífico, formando, segun hemos dicho ántes, un vasto sistema general que comprende más de 200 grados de longitud y más de 100 de latitud.

Antes de enumerar con algunos detalles estos sistemas ó grupos secundarios, añadamos una observacion que nos parece muy importante. Si se exceptúan algunos grupos de volcanes diseminados por la superficie del Océano, léjos de los continentes ó de las tierras de alguna extension, casi todas las regiones volcánicas activas están situadas en los bordes de las depresiones que han formado, ya los mares interiores ó ya los que separan los continentes de los archipiélagos ó de las grandes islas. Citaremos como ejemplos de esta situacion notable: en Asia, el grupo de los volcanes del Kamtschatka y del Japon, en la orilla oriental del mar de Okotsk y del del Japon; todo el grupo de los volcanes de la Sonda y del archipiélago de la Malasia, en medio de la vasta depresion que separa ó que une, como se quiera, el continente asiático con Australia; en América, los volcanes de Alaska, al Sur de Behring, y los de la América central y de las Antillas, al Este y al Oeste de la depresion comprendida entre los dos fragmentos del continente americano; en Europa, los volcanes en actividad se agrupan tambien en el Mediterráneo y orillas del mar Negro ó del Caspio; y en Africa y en la península arábiga se ve una region de actividad volcánica en la costa del mar rojo ó del golfo de Aden, es decir, allí donde una fractura de la costra terrestre ha producido una depresion invadida por las aguas del Océano.

Ocupémonos ahora con algunos detalles de los sistemas volcánicos que hemos llamado secundarios y cuyo conjunto constituye el gran sistema del Pacífico.

V

DISTRIBUCION GEOGRÁFICA DE LOS VOLCANES. EL SISTEMA DEL PACÍFICO

Partiendo de la punta extrema de la América del Sur y remontando las Cordilleras en direccion Norte, se encuentra ante todo un primer sistema de volcanes escalonados en los Andes de Patagonia y de Chile, paralelamente á la costa del Pacífico. No cuenta ménos de 35 volcanes, 18 de ellos en actividad, entre los cuales debemos hacer mencion: del *Fitz-Roy*, volcan recien descubierto, y cuyo negro cráter, que despide siempre humo, ilumina de noche las nevadas cumbres de las montañas vecinas. El Fitz-Roy está en Patagonia, cuya constitucion volcánica se habia observado recientemente. El *Antuco* es un volcan del sistema de Chile, notable por su actividad continua; su cono despide de 10 en 10 minutos columnas de humo acompañadas de cenizas y escorias, y sus detonaciones son bastante intensas para que se las oiga á 50 kilómetros de distancia: su última erupcion considerable data de 1863. Debemos asimismo mencionar, entre los volcanes de esta cordillera, al *Chillan*, cuya base está rodeada de azufrales, y que en 1861 y 1864 tuvo erupciones que dieron nacimiento á nuevos conos. El Chillan tiene glaciares en los flancos de su cráter, de suerte que los residuos de las materias que arroja alternan con capas de hielo.

Un espacio de unos 6 grados de latitud separa los volcanes de Chile de los que forman el sistema de Bolivia y del Perú. Diez y nueve conos se escalonan en una longitud de 8 grados de latitud ó sea unos 900 kilómetros. Sábese que en esta region la cordillera de los Andes se bifurca oblicuando al Noroeste; formando entre sus dos crestas cubiertas de nieves perpetuas una dilatada meseta cuyas aguas van á

(1) De 323 volcanes activos, cuya distribucion relativa á cada parte del mundo hemos consignado, tan sólo 84 están en los continentes; 329 se hallan en islas ó penínsulas como las del Kamtschatka y Alaska. Además, la mayoría de los primeros está cerca del mar. «Desde 1750, decia Fuchs en 1875, y por consiguiente desde hace 125 años, se han observado 139 en diferentes puntos. *De estos 139 volcanes*, 78 están situados en islas marinas y sólo 41 en los continentes; pero casi todos estos volcanes continentales se hallan muy inmediatos á las orillas del mar.» Resulta pues que la inmediacion á las aguas del Océano parece ser una condicion favorable, si no esencial, para la actividad volcánica eruptiva.

reunirse en el lago Titicaca. En el brazo ó ramificacion occidental descuellan á altitudes de 5,000 á 6,000 y más metros, el *Chillaillaco*, el *Toconado*, el *Isluga*, que tuvo una erupcion en 1863, el *Gualatieri*, el *Uvinas*, que recobró su actividad en 1867 despues de tres siglos de reposo, y por último el *Misti*, que en setiembre de 1869 vomitó tal cantidad de cenizas que casi dejó sepultada bajo ellas á la ciudad de Arequipa. El *Chuquibamba* termina la serie por la parte del Norte.

Despues de otro vacío de 14 grados de latitud (1,550 kilómetros), encontramos una tercera serie volcánica en la cordillera de los Andes ecuatoriales, primero en dos, y luégo en tres líneas paralelas; 24 volcanes, 15 de ellos en actividad, constituyen este sistema eruptivo, uno de los más formidables del globo, y notable por la altura de sus conos cuyos cráteres descuellan sobre la línea de las nieves persistentes. En la línea occidental son de notar el *Chimborazo*, el *Pichincha* y el *Cotocachi*, cuyas violentas erupciones formaron época á fines del siglo XVI y principios del XVII. El cono de este último volcan se derrumbó en 1698, despues de una abundante erupcion de agua y barro. El Pichincha tuvo otra en el mismo año. Remontando siempre de Sur á Norte, la serie volcánica oriental contiene el *Imbumbura*, el *Coyambo* (debajo del mismo ecuador), y luégo el *Antisana*, el *Cotopaxi*, el *Tunguragua* y por último, el *Sangay*, tan extraordinario por la actividad continua de su energía eruptiva: su cráter lanza escorias cada 15 segundos (1). Hemos indicado ya algo acerca de la admirable regularidad de forma del Cotopaxi: pues no es ménos notable por su actividad y la violencia de sus erupciones, que han causado á veces terribles inundaciones. El cono del Cotopaxi no tiene ménos de 6,000 metros de altitud, y está cubierto de nieves en gran parte de su altura. En 1803 tuvo una erupcion; el calor de los vapores y escorias derritió la nieve en una sola noche, y las avalanchas de agua cenagosa que se despeñaron con rapidez inaudita, asolaron todo el valle de Quito. La Condamine habia observado medio siglo ántes un fenómeno parecido; y en 1877 hubo una inundacion semejante que se extendió á más de 40 kilómetros, cubriendo y destruyendo los campos y derribando las viviendas. Estas erupciones cenagosas son frecuentes en los volcanes de los Andes ecuatoriales; así fué que, despues de una erupcion de cenizas y piedras que tuvo el *Puracé* en 1869, se derritieron las nieves de la parte superior de su cono y rodaron por sus costados torrentes de negro lodo sulfuroso que arrastraron consigo enormes peñascos y hielo. Anteriormente hemos hablado de las



Fig. 162.—El Pichincha

(1) «Cuando la medicion astronómica del grado que Bouguer y La Condamine efectuaron de 1738 á 1740, dice Humboldt en el tomo IV de su *Cosmos*, aquella montaña hacia las veces de un faro perpetuo.» Sebastian Wise, que subió al Sangay en 1846, describe los bramidos del volcan, diciendo que ora parecian truenos, ora un ruido sacudido y seco, semejante á un fuego graneado. Llegó á contar 267 explosiones en una hora. «Lo más sorprendente era que estas explosiones no iban acompañadas de ninguna sacudida perceptible, áun en el cono de cenizas. Las materias arrojadas por el volcan, en medio de una humareda abundante de color ceniciento ó anaranjado, son en su mayor parte una mezcla de cenizas y rapillis; pero lanza tambien verticalmente escorias de forma esférica que lo ménos tienen de 15 á 16 pulgadas de diámetro.» En una de las erupciones más fuertes Wyse sólo pudo contar de 50 á 60 piedras incandescentes, expelidas simultáneamente. La mayoría de estas piedras caian en el cráter; á veces cubrian el borde superior ó rodaban por el cono, y despedian por la noche un resplandor que, visto á larga distancia por La Condamine, le produjo el efecto de una erupcion de azufre y asfalto inflamados. Las piedras suben aisladas y sucesivamente, de modo que las unas caen cuando las otras apénas han salido del cráter... La ceniza negra forma en la vertiente del Sangay y en un radio de 3 millas, espesas capas de 300 á 400 piés. El color de estas cenizas y el de los rapillis da á la parte superior del cono un aspecto temible.



fuentes termales que nacen en las cercanías de los volcanes de esta region (el Puracé, el *Sotara*, el *Tolima)* y producen corrientes como el rio Vinagre, cuyas aguas están cargadas de ácidos sulfúrico y clorhídrico.

Los tres sistemas volcánicos secundarios de que acabamos de tratar sucintamente nos conducen al istmo de Panamá y á los volcanes de la América central. Calcúlase el número de estos en más de 80, 25 de los cuales están en actividad. Nos limitaremos á citar, entre los más notables, el *Isalco* y el *Masaya*, á cuyo estado de actividad continua hemos aludido ya; luégo el *Coseguina*, cuyas cenizas, durante la erupcion de 1835, cubrieron las comarcas circunvecinas y se extendieron en un radio de 1,500 kilómetros; el *San Miguel*, cuyo cono, constantemente envuelto en vapores blanquecinos, vomita con frecuencia regueros de lavas, y por último el *Fuego*, célebre por sus numerosas erupciones de tres siglos á esta parte (la última en 1880). Todos los volcanes de esta serie están entre las dos angosturas del istmo de Panamá al Sur, y la que forman los golfos de México y de Tehuantepec. La cordillera de los Andes se ensancha al salir de allí, formando la dilatada meseta mexicana; allí surgen nuevos conos, los más famosos y elevados de los cuales son el *Orizaba* y el *Popocatepetl*, que tienen más de 5,500 metros sobre el nivel del mar. Uno y otro se hallan en estado de actividad solfatárica. Entre los 15 volcanes del sistema mexicano, 9 de los cuales están en actividad, es de mencionar el *Jorullo*, que, segun dijimos, se formó en 1759 en medio de una llanura cultivada.

Siguiendo por la costa occidental del continente americano, ó sea la del Pacífico, encontramos la California, desprovista de volcanes, pero que en muchos puntos conserva vestigios de una actividad volcánica hoy extinguida; los manantiales calientes y los géiseres son muy frecuentes en la region que se extiende al Norte de San Francisco. Más arriba, al Norte, pero siempre en la proximidad de la costa, los volcanes *Hood*, *Raynier*, *Saint Helens* y *Baker* elevan sus conos humeantes á altitudes de 3,700 á 4,200 metros. Un prolongado grupo de volcanes, casi todos apagados, cierra en la Colombia británica la sierra de las Cascadas; los montes *Etgecombe*, *Fair-weather* y *Elie* son los más notables de este grupo que, en rigor, termina al Norte, la inmensa cadena volcánica de la orilla oriental de la cuenca del Pacífico. El sistema de la península de Alaska y de las islas Aleutienas pertenece tambien á América; pero el brusco cambio de orientacion que caracteriza esta nueva serie de volcanes es indicio de la separacion entre los dos grandes sistemas, americano y asiático, que se desarrollan simétricamente al Este y al Oeste del Grande Océano y en sus orillas; ó si se quiere, y por más que en este caso se considere el asunto desde un punto de vista opuesto, los volcanes de Alaska y de las Aleutienas sirven de tránsito entre los de América y de Asia.

En Alaska se elevan cinco cráteres cubiertos de nieve: mencionaremos el Paulowski, que tiene dos cráteres, uno en estado de actividad continua, y otro en reposo casi hace un siglo; luégo el *Iljamna*, en el estrecho de Cook, el más activo del grupo. En el archipiélago de las Aleutienas hay nada ménos que 48 volcanes, todos los cuales han dado señales de su actividad. Uno de ellos, el *Monte Agustin*, que descuella en la punta nordeste de la isla de Chernabura, tuvo el 8 de octubre de 1883, seis semanas despues de la catástrofe del Krakatoa, una violenta erupcion que empezó á las ocho de la mañana con detonaciones parecidas á truenos. En breve salió una columna de humo seguida de una copiosa lluvia de piedras pómez pulverizadas. Una densa capa de cenizas volcánicas de 10 á 12 centímetros de espesor cubrió los alrededores de English-Harbour, al otro lado del estrecho de Cook que separa la isla de Chernabura del continente. «Al hacerse de noche salieron llamas volcánicas del cráter del Monte Agustin. Esta montaña suele estar cubierta de nieve; pero en el momento del fenómeno carecia enteramente de ella.» Media hora despues de la explosion inicial, hubo un inmenso levantamiento de las aguas del mar, habiéndose formado una enorme oleada de 8 á 10 metros de altura, seguida con pocos minutos de intervalo de otras dos algo menores, y en el resto del dia de muchas que terminaron á intervalos irregulares en las costas de las tierras vecinas. El comandante de la goleta *Kodiak* vió un mes despues de esta erupcion que el cono del volcan

se habia hendido desde la cima á la base, y que habian surgido en el estrecho dos nuevos islotes. No puede ménos de llamar la atencion la analogía que presentan estos fenómenos con los de la erupcion del Krakatoa; por una y otra parte un desgarro de la montaña y el derrumbamiento de una mitad del cono, y las ondas marinas que fueron su consecuencia; por ambas partes tambien, erupciones de piedras pómez y cenizas, y por fin el levantamiento del mar y la formacion de islas nuevas. Sólo que la erupcion del estrecho de la Sonda parece haber sobrepujado con mucho en violencia á la del Monte Agustin.

El volcan *Tchikhaldin*, en Unimak, una de las islas Aleutienas, que desde tiempo inmemorial despide fuego y cenizas, ha sufrido tambien hace cincuenta y cuatro años un cambio curioso que el erudito ruso J. Veniaminov describe en estos términos: «En noviembre y diciembre de 1830, la montaña quedó cubierta de espesa niebla, en medio de violentos estampidos; y cuando aquella se disipó, habia cambiado enteramente de aspecto. Por la parte del Norte se abrieron tres grietas que parecian llenas de resplandeciente hielo.»

Como los volcanes de las Aleutienas, alineados en la prolongacion de la península de Alaska, los volcanes de las Kuriles y los de la península de Kamtschatka forman una misma serie, un mismo sistema. Las tres cordilleras paralelas que recorren esta última península, en una longitud de 3 grados de latitud próximamente ó sea cerca de 600 kilómetros, contienen nada ménos que 38 volcanes, 12 de ellos en plena actividad. Entre estos últimos es de citar el *Kliutschewskaja Sopka*, que figura en nuestra lista de los volcanes, cuyo cráter tiene la más elevada altitud relativa (5,014 metros); y luego el *Tolbatscha*, cuyo inmenso cráter, siempre humeante, ilumina las columnas de vapores que de él se escapan. En las Kuriles hay unos veinte cráteres, 10 de ellos en actividad: uno de los cuales, el *Raukoko*, lo está continuamente hace un siglo.

Siguen á continuacion los volcanes del Japon y de las islas Liu-Kiu. Fuchs enumera 53 volcanes en este grupo, 23 de los cuales por lo ménos están en actividad. El *Fusi Yama*, cuya formacion, segun una tradicion japonesa, data del siglo tercero ántes de nuestra era, no ha tenido ninguna erupcion desde 1707; pero ántes de esta fecha habian sido numerosas. El *Asama-Yama* tuvo en 1783 una erupcion formidable, y desde esta época ha continuado en actividad: sus dos últimas erupciones son las de 1864 y 1870, esta última muy violenta.

Prosiguiendo nuestra revista de la distribucion de los volcanes por el contorno occidental del gran sistema del Pacífico, llegamos ahora á la region del globo en que la actividad subterránea se manifiesta más enérgica y grandiosa. Un inmenso triángulo curvilíneo, cuya base se extiende desde Formosa al Este hasta las islas Andaman al Oeste, pasando por Luzon, Borneo y Sumatra, abarca por sus otros dos lados todo el archipiélago de la Malasia para terminar en la Nueva Guinea, punto de partida de otro grupo, el de los volcanes oceánicos. Cuéntanse en este espacio cerca de 200 cráteres, aunque tan sólo la cuarta parte está en plena actividad, ó ha dado testimonios de ella en los últimos siglos. En este número considerable de volcanes, imperfectamente enumerados todavía, figuran las Filipinas con 35 conos, 29 de ellos en actividad; las Molucas con 19, 8 activos; las demás islas de la Sonda (á excepcion de Java y Sumatra) con 22. Java tiene por sí sola más de 100 cráteres, segun se dice, de ellos tan sólo 45 bien conocidos, y en Sumatra hay 19, de los cuales 7 están en actividad. Ninguna otra region de la Tierra contiene tal cantidad de bocas eruptivas, en una extension tan corta relativamente. Semejante acumulacion de cráteres da á todas las islas de esos archipiélagos un aspecto particular y las hace testigos de los fenómenos más extraños, que suelen ser los más fértiles en desastres y ruinas. De ello dejamos dados ejemplos hablando de la erupcion del *Temboro* en 1815, y del reciente hundimiento del *Krakatoa*; los temblores de tierra, los hileros de corrientes, las erupciones de piedras pómez y cenizas, las inundaciones de aguas cenagosas llevan con frecuencia sus estragos á esas comarcas, tan favorecidas por la naturaleza por otros conceptos. Hé aquí los nombres de algunos de los volcanes más notables del grupo.

En el norte de Filipinas, la isla Camiguin contiene un volcan cuyos fuegos contínuos ser-

vian en otro tiempo de faro á los marinos; en la isla de Luzon descuella el *Taal*, cuyo cráter contiene cuatro conos siempre humeantes; además el *Albay*, que ha tenido numerosas erupciones hasta 1871; este volcan vomita cenizas, barro y lavas; el *Ambil*, enfrente de la bahía de Manila, siempre luminoso, que sirve de faro de entrada á los buques. No se conoce ningun volcan activo en Borneo; en Timor hay uno casi en el centro de la isla, el cual tuvo en 1638 una erupcion que hizo desaparecer la cúspide del cono reemplazándola por un gran lago. Scrope hace observar que este fenómeno es frecuente en aquella region volcánica; y ya hemos visto que el *Temboro*, en Sumbawa, habia perdido el tercio de su altura total de resultas de una explosion. Java es la isla del archipiélago más abundante en volcanes. Junghuhn, que los ha explorado por espacio de doce años, ha descrito y medido 45, escalonados de Este á Oeste en la cresta montañosa que forma el eje de la isla; á la sazon estaban 28 en actividad. Hagamos mencion del *Gunung-Semeru*, el más alto de todos; del *Gunung-Tengger*, surcado exteriormente de profundas estrías, como muchos conos de Java, y conteniendo en el interior de un cráter de 10 kilómetros de diámetro y de 300 á 400 metros de profundidad, cuatro conos eruptivos, tres de los cuales están en actividad y lanzan escorias inflamadas; del *Gelungung*, cuya forma exterior es la de una larga cresta hendida en toda su longitud: este volcan en su erupcion de 1823 asoló todo el país circunvecino con sus torrentes de barro y agua caliente (1).

La erupcion más terrible de los volcanes javaneses fué la del *Papandayang* en 1772; destruyó el cono y dejó un lago en el sitio del cráter. Coincidencia curiosa: otros dos volcanes de Java, el *Tjerimai* y el *Slamak*, separados del primero por distancias de 300 y 560 kilómetros, entraron en erupcion al mismo tiempo, miéntras que todos los conos intermedios de la cordillera continuaban en reposo.

La Nueva Guinea, cuyo interior se conoce muy poco todavía, contiene tres volcanes, uno de ellos en actividad en la costa boreal de la isla.

Hemos visto que el círculo del Pacífico se cierra imperfectamente al Sur. En efecto, desde el continente australiano en el cual no hay más que un distrito volcánico, apagado por cierto, hasta los volcanes de la Patagonia, media un dilatado espacio marítimo, que comprende 135 grados de longitud, sin islas volcánicas más que en su mitad occidental, desde las islas Hébridas y las de Salomon hasta las Marquesas y las de la Sociedad. Más al Sur, en la Nueva Zelanda es donde la actividad volcánica se da á conocer por los más notables fenómenos. Ya hemos tenido ocasion de describir las fuentes termales y los géiseres que allí se encuentran en gran número. Ahora nos limitaremos á hacer mencion de los volcanes *Tangariro* y *Ruapahu*, el primero de los cuales no tan sólo es, segun M. de Hochstetter, «una montaña cónica aislada, como el Ruapahu, sino que más bien forma un sistema volcánico muy complejo, el cual se compone de un grupo entero de poderosos conos, todavía en actividad: el Ngauruhoe, cono de erupcion muy hermoso y regular, con un vasto cráter en forma de embudo, es su parte más importante. Este cono de cenizas y de escorias excede en unos 500 piés á los puntos más elevados.» Unicamente está en actividad el Tangariro, siempre humeante. El Ruapahu, cuya cumbre se halla cubierta de hielos y nieves perpetuas y oculta por las nubes, es un volcan apagado. El istmo de Auckland, en la isla del Norte (Ika-Na-Maui) está enteramente circundado de conos volcánicos de escasa altura. M. de Hochstetter ha contado hasta 63 de 200 piés por término medio. Pero en el interior de la isla,

---

(1) Antes de esta explosion, nadie sospechaba la naturaleza volcánica de dicha montaña, y hasta su forma debia contribuir á que así se creyera. Hé aquí cómo describe M. Velain esta erupcion:

«De pronto se escapó una espesa columna de humo de la garganta de la montaña, envolviendo en densas tinieblas toda la comarca. Poco despues, un inmenso rio de barro se precipitó de la montaña, yendo á llenar los otros rios y á destruir todo cuanto se oponia á su paso en muchas leguas de extension. Fué un espectáculo aterrador; miéntras aquel diluvio cenagoso asolaba el país, contínuos relámpagos rasgaban las nubes, y el cráter, en pleno furor, lanzaba á grandes alturas piedras enormes mezcladas con barro y cenizas.

»El Gulungung continuó mugiendo de este modo muchos dias; un verdadero mar de lodo se extendió sobre valles soberbios, campos cultivados, poblaciones prósperas, sepultando más de cuatro mil víctimas é innumerables manadas de bueyes y caballos; quedaron destruidas cuatro millones de plantas de café, y durante largos meses fué imposible abrirse paso á través de aquellos montones de cieno negro y ácido, cuya temperatura era muy elevada.

»Estas inundaciones cenagosas, alimentadas por copiosas lluvias, resultantes de la condensacion de los vapores desprendidos en tan gran cantidad en los paroxismos del volcan, son frecuentes y particularmente desastrosas en esta region en la que todos los fenómenos volcánicos adquieren proporciones gigantescas.» *(Los Volcanes)*

al Norte de los dos grandes conos del Tangariro y del Ruapahu, se eleva tambien el *Rangitotto*, de 300 metros de altura y que es «como el centinela avanzado de Auckland.» El lago Taupo, con sus manantiales de vapor, separa este volcan de los dos primeros.

Casi en el mismo meridiano que la Nueva Zelanda, pero á una distancia de 28 á 32 grados más al Sur, descuella entre los hielos polares un continente descubierto en 1841 por James Ross. Los atrevidos marinos que visitaron por primera vez aquellas regiones divisaron altas montañas que dominaban el mar á altitudes que variaban entre 2,000 y 4,000 metros; su carácter volcánico se echaba de ver en los regueros de lava y de basalto que bajaban hasta la costa. Entre estas montañas envueltas en hielo y nieve desde la base á la cima habia dos volcanes: uno, de 4,000 metros de altura, estaba en plena actividad en la época del descubrimiento; el segundo, algo más bajo (3,600 metros), parecia apagado. Sir James Ross dió á estas dos montañas los nombres de *Erebo* y de *Terror*, los de los dos buques de su expedicion.



Fig. 163.—El volcan Erebo

Para terminar lo que teníamos que decir acerca de los grupos volcánicos que componen el círculo del Pacífico, recordaremos que la situacion aislada de los escasos volcanes que se elevan en el interior de este círculo y á grandes distancias de la periferia, no permite asignarlos sino muy indirectamente al mismo sistema; tales son los de las islas Marianas, donde hay muchos cráteres extinguidos y cuatro volcanes activos: los del archipiélago de las Sandwich, de que hemos hablado extensamente al describir el *Mauna-Loa*, el *Kilauea*, etc. Por último, citaremos tambien los numerosos conos de las islas de los Galápagos, bastante inmediatos á los volcanes de los Andes ecuatoriales, para poder considerarlos como si formaran parte del mismo grupo.

VI

DISTRIBUCION DE LOS VOLCANES EN LA SUPERFICIE DEL GLOBO. — LOS VOLCANES DEL OCÉANO INDICO Y DEL OCÉANO ATLÁNTICO.

Las orillas del Océano Indico están rodeadas, como las del Atlántico, de un cinturon de volcanes, ménos numerosos y seguidos, pero que quizás merezcan considerarlos como si formaran un grupo natural, un sistema. Solamente la parte oriental parece pertenecer á la serie volcánica de las islas de la Sonda, prolongada, como hemos visto, hasta los archipiélagos de Nicobar y Andaman.

Una isla de este último grupo, Barren-Island *(isla árida)*, es un vasto cráter, de unos 325 metros de altitud, que surge bruscamente del mar. En el centro del ceñidor de rocas que forma el cráter descuella un cono de la misma altura. Hasta fines del siglo pasado, el volcan no habia dado señales de actividad; pero en 1791 tuvo una erupcion formidable, y desde aquella

época el cono central no cesa de despedir lavas y escorias inflamadas, habiendo explosiones cada diez minutos próximamente. Como se ve, Barren-Island tiene gran analogía con Santorin.

A causa de la frecuencia de las erupciones submarinas se puede considerar la costa de Coromandel, al Este del Indostan, como una region en la que no está extinguida la actividad volcánica; pero la gran península no contiene ningun volcan. Para volver á encontrar esta actividad, en forma de salsas y de volcanes cenagosos, es preciso llegar hasta el golfo de Oman. En el extremo meridional de la península arábiga hay gran número de cráteres apagados, y segun se dice, la ciudad de Aden está construida en el centro de uno de ellos. En la misma region existen cinco volcanes activos. Perim no es otra cosa sino un cráter volcánico salido del fondo del mar. Pasando de allí al continente africano, encontramos los volcanes de Abisinia, muy numerosos cerca del lago Dambeah. Tres ó cuatro de ellos son aún activos, especialmente el Djebbel-Dubbeh, que tuvo una erupcion en 1861.

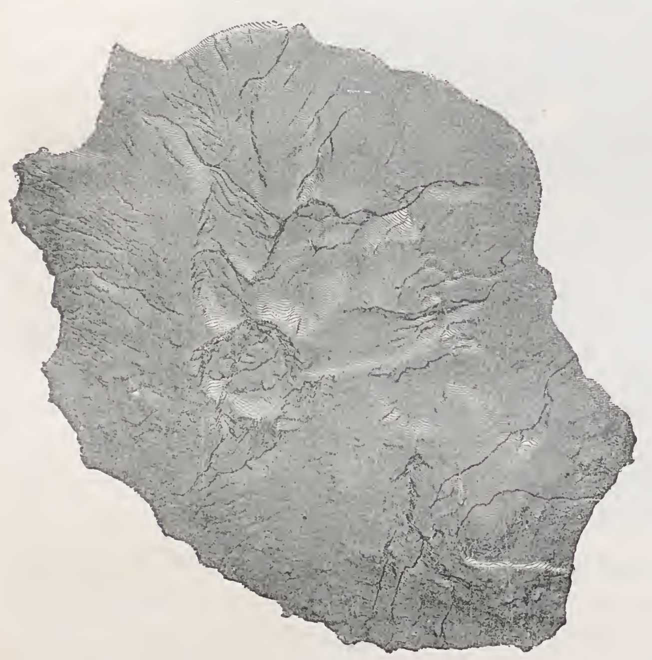


Fig. 164.—Relieve de la isla de la Reunion

En la costa oriental del continente africano, cerca del ecuador, hay muchos cráteres y antiguos regueros de lava, indicios de una region volcánica; verdad es que algunos de estos cráteres están aún activos. Por las Comores, en donde se ven dos volcanes en actividad, se penetra en la parte Noroeste de Madagascar que contiene cuatro. La isla de la Reunion, con su volcan siempre en actividad y cuyos regueros de lava han estudiado completamente eminentes geólogos, y las islas Croizet, San Pablo y Nueva Amsterdam, cierran el círculo de la zona volcánica de que este océano es centro. Más allá de San Pablo, en direccion del polo Sur, están tambien las islas de Kerguelen, de Bridgeman, de la Decepcion, y por fin, á la misma latitud al Sur de Australia, el volcan de la isla Bukle, el cual despedia humo en 1839, año en que fué descubierto.

En el Océano Atlántico (última gran extension marítima que nos queda por recorrer) y en sus costas, la actividad volcánica está mucho más diseminada que en los dos sistemas que acabamos de reseñar. Aparece casi por puntos aislados, los cuales son: en el continente y hácia los 10° de latitud austral, el volcan *Zambi*, en la fase de actividad solfatárica, y el *Pembo*, un poco al Norte del anterior: luégo, en los montes Camarones que rodean el golfo de Guinea, el *Mongo-Ma-Lobah* y el *Pequeño-Camaron*. Las islas vecinas de Fernando Poo, Annobon y Santo Tomás son volcánicas, y en la primera se eleva un cono que despide humo de vez en cuando y en cuyo cráter se ve de noche una columna de fuego: es el pico *Clarence*. Las islas de Santa Elena y de la Ascension son de orígen volcánico, como tambien las del grupo de Cabo Verde: en una de estas, Fogo (1), hay un volcan que ha tenido numerosas erupciones desde el siglo XVI hasta nuestros dias. Más al Norte siguen las Canarias, célebres, desde el punto de vista que nos ocupa, por el pico de *Tenerife*, uno de los volcanes más notables del mundo entero, y por la isla de Palma, estudiada con tanto cuidado por Leopoldo de Buch, que la proponia como ejemplo de la formacion de los cráteres volcánicos por via de levantamiento. El cono principal del volcan de Tenerife ó *pico de Teide*, que tiene 3,700 metros de altura sobre el nivel del mar, se eleva en el centro de un vasto recinto elíptico, rodeado en gran parte de su contorno de peñas tajadas y cuyo eje mayor tiene 12,500 metros y el menor 9,500. A cada lado del cono principal surgen

(1) *Ilha do Fogo* (isla de Fuego), nombre dado por los portugueses á esta isla, cuyo volcan ha estado, como el Stromboli, en actividad continua de 1680 á 1713. Despues de un reposo de ochenta y cinco años, tuvo de pronto una erupcion en el verano de 1798.

otros dos más pequeños, el *Chahorra* y la *Montaña Blanca*. Las erupciones más antiguas conocidas del pico de Teide datan de la primera



Fig. 165.—Pico de Teide en Tenerife: conos y cráteres

mitad del siglo XV (en 1430); pero el cráter del Chahorra fué el que tuvo en 1798 la última, una de las más violentas. El recinto crateriforme, en cuyo interior y exterior se ven numerosos conos adventicios, se cree producido por una erupcion muy antigua; sus paredes, como las de la Somma del Vesubio, son probablemente los restos de un cono mucho más elevado que los actuales, el cual se derrumbó por efecto de una erupcion violentísima. En las Canarias es de citar tambien *La montaña del Fuego*, volcan activo, cuya erupcion más reciente data de 1824.

Madera es tambien una isla volcánica, formada principalmente de capas de escorias, toba y cenizas. Muchas de las altas montañas de la isla tienen cráteres hoy en reposo. No tan sólo las nueve islas de las Azores son volcánicas, viéndose en ellas conos de escorias y regueros de lavas, indicios de una actividad poco antigua, sino que las de San Miguel, Terceira, Pico, Fayal y San Jorge tienen volcanes activos, cuyas erupciones datan del siglo pasado ó de principios del actual. Además, las regiones oceánicas que las rodean han tenido muchas veces



Fig. 166.—El pico de Teide, en Tenerife, visto desde alta mar

erupciones submarinas hasta en 1867 (1), habiendo formado las deyecciones volcánicas islas transitorias, de lo cual hemos citado un ejemplo al hablar del orígen y desaparicion de la isla Sabrina en 1811.

A partir de los tres grupos oceánicos y volcánicos de Cabo Verde, las Canarias y las Azo-

(1) En las *Actas de la Academia de Ciencias*, de 1867, se podrán leer los detalles recogidos por testigos oculares como C. Sainte-Claire Deville, Janssen y Fouqué. Esta erupcion, precedida de un violento terremoto, duró muchos dias, durante los cuales el mar pareció hervir en un espacio de más de una legua de diámetro. Eleváronse á los aires grandes pedruscos, y el mar se cubrió de materias amarillentas ó rojizas que se tomaron por azufre. En las emanaciones predominaba el gas ácido sulfhídrico, como lo probaba el fuerte olor de huevos podridos que se percibia. M. Fouqué practicó sondeos en setiembre, ó sea á los tres meses y medio de la erupcion, los cuales no indicaron ningun cambio en el nivel del fondo del mar en aquel punto, situado á unos 12 kilómetros de la isla de Terceira.

res, hemos de remontarnos á larga distancia, hácia el Norte del Océano Atlántico y debajo del círculo polar, para encontrar indicios de la actividad subterránea y eruptiva. Islandia es sin disputa una de las comarcas más notables del globo por tal concepto. Sus numerosos volcanes, cuyas violentas erupciones son célebres entre todas, sus fuentes termales y sus géiseres, son otros tantos testimonios de una energía interna verdaderamente excepcional. Hemos descrito ya los géiseres y hablado de algunas erupciones famosas de los volcanes islandeses. Limitémonos ahora á decir que el número de estos se calcula en 27, de los cuales 15 por lo ménos han tenido una erupcion desde el siglo noveno, época en que los europeos empezaron á acudir y á establecerse en la isla. El *Hecla*, el *Skaptar-Jokull*, el *Kotlugaja-Jokull*, el *Eyafjalla-Jokull* y el *Krabla* han adquirido celebridad por el número y la violencia de sus erupciones. Lo que da á los volcanes de Islandia una fisonomía particular es la presencia en los costados de los mismos conos de lavas y nieves, escorias ó cenizas y del hielo de los glaciares que cubren la isla en tantos puntos. De aquí resultan en las erupciones esas masas, tan terribles por sus efectos y tan devastadoras, de agua cenagosa procedente del derretimiento de las nieves y de los hielos á causa del calor desprendido por las lavas y por el vapor de agua que salen de los cráteres (1).

Ya hemos hecho notar que la parte oriental del continente americano, hasta una gran distancia en el interior (y áun podríamos decir que en toda su anchura), carece de volcanes. Aquí terminaria pues la enumeracion de los puntos en que se muestra la actividad volcánica en la cuenca del Atlántico y en sus orillas, si el grupo de las Antillas no mereciese que le hiciéramos constar como un foco de cierta importancia, y en especial las Pequeñas Antillas, porque en las Grandes, únicamente en la Jamaica y en Puerto Rico se encuentran verdaderas rocas volcánicas. Remontando del Sur al Norte, son de notar: la Trinidad, con sus volcanes de barro y su lago de pez, indicios evidentes de la situacion de esta isla sobre una hendidura volcánica; el cráter extinguido del *Morne-Rouge*, en la isla de la Granada, que contiene tambien manantiales hirvientes; el *Morne-Garou*, en la isla de San Vicente, que ha subsistido largo tiempo en estado de solfatara, tuvo violentas erupciones en 1718 y en 1812; la solfatara de Santa Lucía en la cúspide de un cono de 420 metros de altura; la *Montaña pelada* de la Martinica, cono de pómez, hoy extinguido, pero que ha tenido varias erupciones hace un siglo, y una más reciente en 1851; el famoso *Azufral* de la Guadalupe, en plena actividad solfatárica, pero que tuvo erupciones en 1778, 1797, 1812 y 1836. En Monserrat y San Cristóbal hay conos volcánicos extinguidos en la época actual; el cráter del *Monte Miseria* en la segunda de estas islas, está ocupado por las aguas de un lago.

VII

DISTRIBUCION DE LOS VOLCANES EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA. — LAS REGIONES EXTINGUIDAS: ASIA MENOR; SIRIA, AUVERNIA, EL EIFFEL.

Para dar fin á nuestra revision de la distribucion de la actividad volcánica en la superficie de la Tierra, sólo nos resta mencionar los volcanes activos ó apagados de la depresion mediterránea. El *Vesubio* y los *Campos Flégreos*, los volcanes y las solfataras de las islas Lípari, el *Etna*, los conos y cráteres de Santorin, y á continuacion de estos los del Asia Menor, las salsas y volcanes de Crimea, del Cáucaso y de la orilla occidental del mar Caspio, forman un grupo que, si no presenta los fenómenos característicos de la actividad eruptiva en tan grande escala como los sistemas de los

(1) «Los fenómenos característicos de estos volcanes de Islandia, dice P. Scrope, son esos torrentes de hielo y agua hirviendo que, como decia Horacio, arrastran consigo las rocas y las piedras, los árboles desarraigados, los ganados, las cabañas, rodando en confuso monton, y cubriendo así de restos dilatadas superficies.» El doctor Lindsay explica claramente el carácter de estos diluvios de fuego y de hielo: «El calor volcánico derrite la parte del congelado manto del Jokull que está en inmediato contacto con el suelo; disminuye su adherencia, y se forma una capa de agua que acaba por desprenderla enteramente y por hacer flotar el hielo superior á lo largo de los costados de la montaña.» Fácilmente se concibe el efecto devastador de semejantes diluvios. No tan sólo amontonan grandes masas de conglomerado en las llanuras, sino que tambien desgarran y surcan la montañas de barrancos de dimensiones proporcionadas, estrian y alisan las rocas más duras bajo torrentes de témpanos y de cantos rodados, y prolongan en muchos kilómetros la orilla del mar. Si agregamos á esto las copiosas lluvias de escorias y de cenizas que caen contínuamente, por espacio de dias enteros, de las alturas de la atmósfera á la cual han ido á parar desde el fondo del volcan, y los torrentes de lava incandescente, que, brotando de las entrañas del monte, se precipitan por sus costados con el hielo y el agua y cubren muchos kilómetros cuadrados de capas de rocas sólidas, es obvio que no pueden imaginarse entre todas las fuerzas de la naturaleza otros agente más poderosos de cambio superficial.

Andes ó de las islas de la Sonda, es cuando ménos notable por el modo vario con que tiene efecto esta actividad. De ese grupo hemos tomado los principales ejemplos que hemos necesitado para nuestras descripciones, y en él han podido estudiar y analizar más fácilmente los geólogos europeos los materiales de esta rama de su ciencia. Nos limitaremos aquí á esta cita de los volcanes de Europa de todos conocidos, y diremos tan sólo algunas palabras acerca de los que existen entre los mares Caspio, Negro y Mediterráneo oriental.

La comarca que se extiende al Oeste de Smirna presenta vestigios tan visibles de una antigua actividad volcánica que los griegos la habian dado el nombre de la *Quemada* (Katakekaumenê); lavas, escorias y muchos cráteres apagados son otros tantos indicios manifiestos de la naturaleza eruptiva de estos terrenos (1). Al Norte del Tauro surgen el Hassandagh, de 2,500 metros, rodeado de conos eruptivos y de regueros de lavas; luégo el *Monte Argeo* (Erdjich), que en tiempo de Estrabon conservaba todavía cierta actividad, y áun en el cuarto siglo de nuestra era, segun Tchihatcheff; este poderoso grupo, formado de muchos conos sostenidos por estribaciones y terraplenes, destaca á 4,000 metros de altitud su cono principal que ostenta un manto de nieve, «descendiendo en largos surcos entre rojizas escorias,» como dice Reclus. A orillas del lago de Van hay un volcan apagado, el *Sipan Dagh*, entre el Eufrates y el Araxes, y el *Tanduruk*, cuyo cono siempre humeante tiene un vasto cráter de 700 metros de diámetro.

En Armenia, el grande y el pequeño *Ararat* son volcanes que conservan importantes regueros de lava, el primero de los cuales ha estado en actividad hasta el siglo XV. Al Sur y cerca de las orillas del mar Caspio, la cumbre más alta del Elbruz, el *Demavend*, es un volcan cuyo cono está rodeado hasta su mitad, como el Vesubio, de las paredes de un antiguo cráter, desmantelado sin duda por una antigua explosion. Su altura sobre el nivel del mar es de 5,600 metros. Muchas de las cumbres del Cáucaso son tambien volcanes, y especialmente la más elevada de todas y de todas las cimas europeas, el *Elbruz*, cuyo cráter está hoy lleno de agua.

Despues de haber hecho mencion de todas las regiones continentales ó marítimas del globo, de todos los puntos del planeta en que aún están en accion las fuerzas volcánicas ó que lo han estado durante los tiempos históricos, diremos algunas palabras de aquellas en que parece definitivamente extinguida, no habiendo conservado como vestigios de ella más que conos y cráteres, regueros de lavas y fuentes termales ó bituminosas. La cuenca del mar Muerto en Siria, en Francia los puys de Auvernia y del Vivarais, en Alemania la region de los cráteres-lagos del Eiffel, son las comarcas que debemos considerar, y con las cuales terminaremos la revision de la distribucion de las regiones volcánicas de la Tierra.

El lago Asfaltite ó mar Muerto, cuyo nivel está tan notablemente deprimido bajo el del Mediterráneo y el del Océano (unos 32 metros), no es al parecer otra cosa sino resultado de un hundimiento, ó ensanche de una profunda grieta volcánica. El largo y angosto valle regado por el Jordan, y ocupado por el lago Tiberiades y el mar Muerto, marca la direccion de esta grieta, que sigue el meridiano. Los montones de piedras pómez, azufre y betun, los manantiales calientes que todavía hay en las orillas de dichos lagos, los conos de escorias y los cráteres del lado Sudeste del mar Muerto, un reguero de lava muy moderno observado á corta distancia del lago Tiberiades, todo indica el carácter volcánico de dicho valle. La tradicion bíblica segun la cual quedaron destruidas por el fuego las ciudades que hubo antiguamente en esta comarca (2), concuerda con la hipótesis de

(1) «Un cono de erupcion, el Kara Devlit ó «Tintero negro,» que se eleva á unos 150 metros sobre la llanura de Kula, está enteramente formado de cenizas y escorias negruzcas, que se hunden al pisarlas. Al Oeste del Tintero negro, otros dos conos de erupcion de cráter regular se suceden con 11 kilómetros de intervalo, y como el Kara Devlit, dan nacimiento á corrientes de lava que descienden del Norte hácia el Hermus; el cono más occidental, el Kaplan Allan, «Antro del Tigre,» presenta una seccion terminal de 800 metros de circunerencia.» *(Reclus.)*

(2) Despues de contar Estrabon cómo sobrenada el asfalto en épocas irregulares en las aguas del lago Sirbonis (mar Muerto) y cómo lo recogen los habitantes, añade: «Se han observado otros muchos indicios de la accion del fuego, en el suelo de esta comarca. Por ejemplo, en las cercanías de Moasada se ven ásperas rocas que llevan aún las huellas del fuego, así como grietas ó hendiduras, montones de cenizas, gotas de pez que rezuman de la superficie alisada de las rocas y hasta rios cuyas aguas parecen hervir y que difunden á larga distancia un olor mefítico, y tambien ruinas de viviendas y de poblaciones enteras. Esta última circunstancia permite dar crédito á las gentes del pais que hablan de trece ciudades que existieron en otro tiempo aquí mismo

un gran paroxismo volcánico sobrevenido en una época relativamente moderna, aunque muy remota históricamente hablando. En las aguas pesadas cargadas de sal (1) del lago Asfaltite, flotan de vez en cuando grandes masas de betun. Créese que éste mana de las rocas, y que luégo se coagula en el fondo del mar, de donde le arrancan las conmociones del suelo, á lo ménos los árabes pretenden que aparece sobre todo en gran abundancia despues de los temblores de tierra. En la orilla se encuentran piedras pómez, sulfato de sosa y grandes pedazos de azufre.

Desde las orillas del Jordan y de las costas de Siria, pasando por Santorin, el Etna, el Vesubio y las salsas de la Italia central, se llega casi en línea recta á una de las más notables regiones volcánicas del antiguo continente, á la meseta central de Francia, á los montes de Auvernia, del Cantal y del Vivarais. Há ya mucho tiempo que está extinguida la actividad de los numerosos cráteres que forman la doble cordillera de los *Puys;* pero las huellas que ha dejado están escritas con caracteres indelebles é indiscutibles en el relieve de toda la comarca. Segun M. Lecoq, que ha hecho un estudio profundo y detenido de los terrenos volcánicos del centro de Francia, estos terrenos se dividen en tres series, con arreglo á la época de su aparicion; los más antiguos son los traquíticos que dominan en los montes del Cantal, del Monte Dore y del Mezenc; luégo siguieron los terrenos basálticos, y por último, en época relativamente más moderna, las erupciones lávicas. «Todo induce á creer, dice, que las primeras erupciones dieron nacimiento á productos pulverulentos, á cenizas, á rocas destrozadas, á una mezcla que, en cada irrupcion debió oscurecer el aire por espacio de muchos dias; pero entónces lo propio que en nuestros dias debian caer copiosísimas lluvias eléctricas sobre estas materias divididas, y las arrastraban á los valles que han cegado. Las traquitas derretidas corrian formando dilatadas sábanas sobre esos conglomerados preservados por ellas de las erosiones ulteriores, y en esas antiguas capas de lava se desarrollan hoy las riquezas pecuarias del Monte Dore y del Cantal. Con estos varios productos han venido á intercalarse dykes, filones poderosos que han destruido los unos y han consolidado los otros, agregando en todos los casos una elevacion notable á la gran meseta primitiva de Francia.»

Antes de concluir la emision de las traquitas, salieron oleadas de materia incandescente y basáltica que, levantando la corteza consolidada ya, produjeron los cráteres más antiguos, y donde no pudieron abrirse paso, numerosas pústulas levantadas en forma de campanas. El terreno basáltico está muy difundido por la meseta central, alrededor de los picos de Mezenc, en las colinas del Ardèche, formando la cadena del Coiron, que domina la cuenca del Puy y se extiende al rededor del Cantal y del Monte Dore. «Las formas del basalto, dice tambien M. Lecoq, son tan varias como las circunstancias de su enfriamiento: consisten en prismas, bolas, cornisamentos tales que ni en Irlanda ni en las islas basálticas de Escocia se encuentra nada más majestuoso ni notable.»

A las dos fases de formacion de los terrenos traquíticos y basálticos sucedió la del nacimiento de muchos volcanes que descuellan con el nombre de *puys* en bastantes puntos de la meseta central. Los conos de cráter más antiguos son los del Vivarais, en número de seis, tan notables por sus regueros de lavas, los del Ardèche y los del Alto Loira. Siguen á continuacion unos cuarenta volcancitos alineados en dos cordilleras casi paralelas, en direccion del meridiano. El pequeño Puy de Dôme, con su reducido cráter el *Nido de la gallina*, el *Puy de Pariou*, cuyo cráter tiene cerca de un kilómetro de cir-

alrededor de Sodoma su metrópoli, siendo esta la única que conservó su recinto (recinto de 60 estadios de circuito). A consecuencia de terremotos y de erupciones de materias ígneas y de aguas calientes, bituminosas y sulfurosas, parece que el lago se extendió por las tierras vecinas, que las rocas se calcinaron, y que hubo pueblos enteros sepultados por aquella inundacion, y que otros quedaron abandonados, porque los habitantes que habian sobrevivido tuvieron que huir muy léjos.» (*Geografía*, lib. XVI, cap. 44.)

(1) La densidad del agua del mar Muerto, dice M. Lortet, es considerable, sobre todo á cierta profundidad debajo de la superficie, al paso que las aguas dulces, como más ligeras, se reunen en las capas superiores: á algunas brazas llegan á 1,2285, cifra que subsiste constante. Las aguas del lago, enteramente saturadas de ciertas sales, las depositan en estado de cristales en el limo del fondo. Dichas sustancias se encuentran debajo de la superficie en las proporciones siguientes:

Cloruro de sodio (sal marina).	6,0127	Bromuro de magnesio	0, 504
— de magnesio. . .	16, 340	Sulfato de cal. . .	0, 078
— de potasio. . . .	0, 963	Agua.	74,8899
— de calcio. . . .	1,0153		

»La gran proporcion de bromo y la carencia completa de plata, de cesio, de litio, de rubidio y de iodo es una prueba más de que el lago no ha estado nunca en comunicacion con los océanos.»

cunferencia; su cono está rodeado de un recinto desmoronado del cual sale un gran reguero de lavas en direccion del Sudeste; el Puy de Dôme, y los puys de *Sarcouy*, de *Gravenoire* y de *Lauchodière* figuran entre los volcanes más notables del grupo central. Entre los que descuellan en la sierra del Cantal, debe hacerse mencion del *Plomo del Cantal*, cuya cima tiene unos 1,900 metros sobre el nivel del mar, así como los puys *Mary*, *Griou*, *Chavaroche*, *Violan*, etc.

Todos los conos y cráteres de la meseta central son notables por su estado de conservacion y por lo entero de las escorias y de las lavas de que están llenos sus costados, indicios seguros de la época relativamente moderna en que se efectuaron sus más recientes erupciones. Algunos de ellos están algo derrumbados, y las expansiones que han ocasionado la rotura de las paredes del cráter se distinguen con perfecta limpieza.

Aparte de los volcanes propiamente dichos, el suelo de la Auvernia contiene cierto número de conos sin cráteres. Estas montañas, redondeadas en forma de campanas ó de cúpulas, están formadas de una roca blanca ó amarillenta, especie de traquita porosa conocida con el nombre de *domita*. Estos conos no abiertos deben estar formados por la accion de las fuerzas subterráneas, que se ejerce en un gran lecho traquítico el cual cubria la montaña primitiva, produciendo aquí conos de cráter y dando lugar á expansiones de lavas y escorias, y limitándose allí á levantar el suelo á modo de pústulas.



Fig. 167.—Cráter-lago de la cordillera de los Puys. El lago Pavin

Por último, en la region volcánica de la meseta central hay algunos de esos cráteres-lagos de que hemos hablado ya, y cuya formacion se atribuye generalmente á violentas explosiones que hicieron volar súbitamente una porcion del suelo primitivo. Los lagos Pavin y Tazana son notables ejemplos de este modo de formacion. Un tercer cráter de explosion que conviene citar porque está completamente seco y porque sobre su fondo surgen cuatro conos de escorias, es el circo de la Vestide de Pal en en el Ardèche. La configuracion particular de este cráter le da gran analogía con los circos de la Luna, segun M. Lecoq.

La tercera region volcánica extinguida de que aún debemos hablar es la del Eifel, meseta montuosa de la Prusia rhiniana, situada en la orilla izquierda del Rhin y que enlaza las Ardenas con las montañas del Hartz. El Eifel es notable por el número considerable de sus cráteres grandes ó pequeños, unos regulares y otros de paredes medio derrumbadas. Algunos de ellos son característicos por sus regueros de lavas; otros muchos parece no haberlas arrojado nunca, y deben únicamente su orígen á erupciones de escorias. Fuchs hace mencion del *Mosenberg*, del *Firmerich*, del *Rodderkopf*, y del volcan de *Gerolstein* como de los ejemplares más interesantes de los treinta y pico de volcanes del Eifel. En el mismo distrito son de notar muchos cráteres-lagos, cuya formacion atribuye el autor que acabamos de nombrar á hundimientos del suelo primitivo, ocasionados por el der-

rumbamiento de cavernas subterráneas. Hemos visto tambien que otros los consideran como cráteres por explosion. «Estas cuencas crateriformes, dice Fuchs, se encuentran en el Eifel en todos los grados de desarrollo. Varios de ellos están situados enteramente en las antiguas rocas sedimentarias; otros tienen un reborde poco elevado, compuesto de tobas y de escorias, aunque las orillas de la cuenca están tambien compuestas de esquistos arcillosos. El *Pulvermaar*, el *Gillenfeldermaar*, y el *Weinfeldermaar* están completamente cerrados; otros maars presentan una sola abertura para la salida de las aguas; otros, en fin, tienen dos aberturas, una para la entrada y otra para la salida del agua. Los maars llenos de agua forman bonitos lagos; otros parecen secos y su fondo está lleno de turba.»

A corta distancia del Rhin, al Oeste de Andernach, se halla el mayor de los maars del Eifel, el *Laacher-See*, cuyas aguas ocupan una extension de 340 hectáreas y tienen hasta 60 metros de profundidad: toda la comarca que rodea este lago, en unos 200 kilómetros cuadrados de superficie, contiene nada ménos que 31 conos volcánicos. Hé aquí lo que Elíseo Reclus dice acerca de estos y del lago de Laach: «En un radio de 7 ú 8 kilómetros del lago surgen 31 volcanes con cráteres bien definidos, pero el embudo en que están encerradas las aguas azuladas del lago no es una boca de lavas propiamente dichas, como se suponia en otro tiempo, porque muchas de las rocas que lo rodean son lechos esquistosos que ni siquiera han sufrido la accion del fuego; sin embargo, cuando la explosion que lo produjo, salieron indudablemente materias volcánicas, cenizas y bombas que se encuentran esparcidas en gran cantidad en las pendientes de las cercanías. Numerosos manantiales carbonatados, que brotan en el fondo del lago y en las cañadas de los alrededores, atestiguan aún cierta actividad volcánica.» Encuéntranse montones de piedras pómez, no tan sólo en las inmediaciones del Laacher-See, en la orilla izquierda del Rhin, sino tambien en las campiñas que se extienden hácia el Este, y hasta Marburg, á más de 100 kilómetros de distancia. Es de advertir que en el Eifel son bastante frecuentes los temblores de tierra.

VIII

TEORIA DE LOS VOLCANES.—HIPÓTESIS ANTIGUAS Y MODERNAS SOBRE LAS CAUSAS DE LOS FENÓMENOS VOLCÁNICOS

No podemos abrigar la pretension de exponer una teoría completa de los fenómenos volcánicos en una obra puramente descriptiva y tan elemental además como esta. Aparte de las razones que nos impiden entrar en los detalles necesarios, hay una decisiva; la de que los sabios competentes, geólogos y físicos, no están todavía de acuerdo sobre este punto importante de física del globo.

Para que una teoría de los volcanes abarcase y explicase los fenómenos, seria menester que resolviese muchas cuestiones, oscuras aún en el estado actual de la ciencia. A primera vista, parece desde luégo evidente que haya una causa general para todos los fenómenos en cuestion, y que esta causa sea la temperatura más ó ménos elevada de las capas profundas del globo. Esta temperatura que, segun hemos visto, crece con mayor ó menor regularidad á medida que se penetra en el espesor de la corteza sólida, pero que todavía es relativamente débil en las minas más profundas exploradas por los trabajos humanos, parece llegar á altísimo grado en las regiones llamadas volcánicas, por cuanto de los cráteres de los volcanes ó de las hendiduras de sus conos, sale lava cuyo calor supera al de la fusion del cobre. En esto tenemos un hecho experimental irrecusable. Los vapores, los gases aprisionados en los intersticios moleculares de dicha lava tienen asimismo una temperatura muy elevada, aumentada sin duda por la presion segun que la misma profundidad va creciendo.

Pero, admitido ya este punto, preséntase en seguida una serie de cuestiones, algunas de las cuales parecen perfectamente resueltas, miéntras que otras continúan, por el contrario, sujetas á encontradas hipótesis, y han suscitado y suscitan todavía las controversias de las personas competentes.

Ante todo ocurre la duda de cuál será la profundidad de que proceden los productos incandescentes de las deyecciones volcánicas. Parece probable que estas profundidades pueden llegar á un número de kilómetros bastante grande, y que las chimeneas cuyo orificio son los cráteres

de ciertos volcanes, tienen una dimension incomparablemente mayor que las de los mismos conos. Pero ¿hasta qué límites existen las capas de las materias fluidificadas por la elevacion de la temperatura interna? ¿Forman depósitos aislados, locales, existentes tan sólo en las inmediaciones de los volcanes ó debajo de las regiones en que se ejerce particularmente la actividad eruptiva en sus distintas fases? ¿O por el contrario, las lavas que salen en los paroxismos volcánicos no son sino una porcion de una masa incandescente que constituye el núcleo terrestre entero, ó bien una capa universalmente difundida, pero de limitado espesor, de este mismo núcleo?

Estas preguntas traen consigo otras, aunque de distinto género, relativas al orígen del calor que mantiene las materias en cuestion en estado incandescente y flúido. Los antiguos creian que en el interior de la Tierra habia focos encendidos semejantes á nuestros focos terrestres. Simbolizando este modo cándido de ver las cosas, hacian del Etna y de sus supuestas cavernas la mansion de los cíclopes, herreros de Vulcano; bajo el peso de su mole gemia Tifon, el gigante vencido por Júpiter, y los terremotos no eran en su concepto otra cosa sino el efecto de las sacudidas del gigante, sus esfuerzos para arrojar léjos de sí la masa con que le abrumaba la cólera de los dioses.

A fines del siglo XVIII, la escuela geológica de Werner explicaba aún la incandescencia de las lavas como los antiguos, toda vez que admitia inmensos incendios subterráneos de hullas, lignitos y materias sulfurosas y bituminosas. Entre las varias objeciones que Davy opone á esta hipótesis, hace observar que por considerable que se quiera suponer la combustion subterránea de una capa de hulla, no puede dar un calor violento, pues faltando la libre circulacion del aire, el ácido carbónico que se forma debe propender á impedir el desarrollo de la combustion. La observacion demuestra la exactitud de este raciocinio. Con frecuencia se ven en las minas incendios de capas de hulla; pero resultan de ellos, añade Davy, «arcillas y esquistos recocidos, y jamás nada que se parezca á la lava.» Un siglo ántes se habia recurrido á las reacciones químicas para explicar las erupciones volcánicas. Todo el mundo conoce el experimento del *volcan de Lemery*, que consiste en cubrir de una ligera capa de tierra una mezcla húmeda de flor de azufre y limaduras de hierro. Al cabo de cierto tiempo la tierra se hincha, se llena de grietas y salen de la mezcla abundantes vapores sulfurosos, hasta que el calor desprendido por la combinacion química produce la incandescencia de la materia así preparada. De este modo pretendia explicar el ilustrado químico las erupciones volcánicas. Las reacciones químicas de este experimento consisten en un desprendimiento de hidrógeno y de ácido sulfhídrico, y dan principalmente sulfato de hierro. La falta de este último compuesto, la gran escasez de los gases hidrógeno y sulfhídrico en las deyecciones volcánicas y otras varias razones, hicieron que se desechase la teoría de Lemery, que aún estaba casi universalmente adoptada á fines del siglo pasado.

Gay-Lussac propuso otra explicacion del calor necesario para los fenómenos volcánicos. El ilustre físico y químico opinaba que podia resultar de la accion del agua de las filtraciones sobre masas de cloruro, de silicio, y de aluminio. Y en efecto, los productos de la reaccion, ácido clorhídrico, sílice y alúmina, son de los que suministran las lavas y las emanaciones de las erupciones. «Esta hipótesis, dice Fouqué acerca de este asunto, parece concordar con los hechos, mucho más que las anteriores, y sin embargo no es así. Ante todo, el mismo Gay-Lussac ha observado que la cantidad de ácido clorhídrico salida de un volcan, no está en modo alguno en proporcion de la intensidad de los fenómenos eruptivos. Fuera de esto, seria difícil explicar cómo puede estar encerrada en el seno de la tierra una sustancia tan volátil como el cloruro de silicio; y por último, cuando se calcula la cantidad mínima de este cuerpo que hubiera debido intervenir para producir los fenómenos caloríficos y mecánicos de una erupcion, como la de 1865 en el Etna, llega á resultar una cifra tan considerable, que es imposible suponer en el interior del suelo semejante acumulacion de una sustancia que hasta ahora ha sido exclusivamente un producto de laboratorio.»

El ilustre Davy figuró tambien entre los que atribuian á las acciones químicas la temperatura elevada de las lavas. Admitia que esta tem-

peratura procedia de la accion del agua sobre el potasio contenido en el interior de las capas terrestres. El agua quedaba descompuesta por este metal, al cual acudia el oxígeno, resultando de aquí un fuerte calor que inflamaba el hidrógeno puesto en libertad. Pero no tardó en desecharse esta hipótesis como la de Lemery y como lo fué tambien la de Gay-Lussac, aunque sólo fuera por la dificultad con que, de admitirla, se tropezaba, de tener que suponer la existencia de masas de potasio capaces de engendrar las inmensas corrientes de lavas que sabemos. Lo contado de las veces que aparece el hidrógeno en las erupciones contribuyó tambien á que se desechara la opinion del erudito inglés (1).

Restan pues las tres hipótesis que tienen divididos hoy á los geólogos: la de un núcleo terrestre que conserva todavía su incandescencia y su fluidez primitivas; la de una capa flúida continua de cierto espesor entre el núcleo terrestre y la corteza, sólidos ambos, y por fin la de que haya lagos aislados de lavas debajo de las regiones en que predomina la actividad volcánica.

Cualquiera que sea la solucion de estas que se adopte, siempre subsistirá la duda de cuál es la causa de la formacion de los conos y de los cráteres de los volcanes, y la de las erupciones que ocurren en ellos en la sucesion de los tiempos. Admítese generalmente que el agente físico que ocasiona la formacion de un cráter así como la erupcion de uno ya formado, no es otra cosa sino la fuerza expansiva de los gases, fuerza que aumenta en razon de la temperatura y de la presion y tambien en la de la acumulacion de las materias aeriformes en el interior de las cavidades subterráneas. Pero ¿cómo obra esta fuerza sobre las capas cuyo peso debe vencer? A esta pregunta han contestado de dos diferentes maneras dos escuelas de geólogos que tienen en general principios opuestos en cuanto concierne á las formaciones terrestres. Unos, con Leopoldo de Buch, Humboldt y Elías de Beaumont, consideran las grandes montañas crateriformes, como el Etna, formadas en su orígen por un empuje vertical, de abajo á arriba, del núcleo flúido interior ó de la fuerza elástica de los gases internos sobre capas primitivamente horizontales. Cuando este empuje es bastante enérgico para vencer la presion debida al peso de las capas superiores, estas ceden poco á poco; y empieza á formarse en el punto de menor resistencia un levantamiento á modo de campana ó de ampolla. Vencida luégo la elasticidad del terreno, se forma un desgarro ó abertura en el centro de la ampolla. Es el orificio ó cráter del volcan, cuyo cono está formado por las paredes levantadas é inclinadas por todas partes con arreglo al mismo ángulo.

La escuela opuesta, en la cual figuran sabios como Constant Prevost, Lyell y Poule-Scrope, atribuye á otra causa la formacion de los conos y de sus cráteres, aunque á la verdad es tambien la de la presion de las masas flúidas que actúan sobre las capas superiores produciendo en ellas grietas, por donde las materias incandescentes inyectadas producen esos dykes que se observan en las rocas de orígen plutónico. Pero segun esta teoría, los conos no están ya formados por vía de levantamiento, sino que basta para ello la acumulacion de las materias expulsadas. Cuando la presion es suficiente para que la grieta llegue hasta la superficie, la lava salta hasta ponerse en contacto con la atmósfera; y quedando entónces libres las burbujas de vapor que en ella habia y cuyo desarrollo y expansion estaban contenidos por una presion enorme, estallan con una energía proporcionada á su tension, ensanchan la grieta, y le dan la forma de los orificios volcánicos. Una vez empezada la erupcion, los fragmentos de lava arrojados al exterior por la explosion, las escorias, cenizas y bombas, se acumulan fuera y van levantando poco á poco el cono exterior del volcan. Ya hemos visto que despues de una erupcion, las lavas consolidadas y enfriadas tapan la abertura exterior del cráter, hasta que una nueva erupcion tanto más violenta cuanto más larga y completa ha sido la obturacion, hace volar de nuevo la cúspide del edificio, ensanchando con frecuencia su cráter, y destruyéndolo á veces enteramente.

Todos los geólogos admiten este modo de formacion de los conos volcánicos por la acu-

(1) «La hipótesis de Davy, dice Fouqué, es la última hipótesis formal que se ha propuesto y sostenido para explicar los fenómenos volcánicos sin la intervencion del fuego central. Pero vemos que no resiste un exámen detenido; por consiguiente, se la debe desechar, y con ella todo conato de explicar los fenómenos eruptivos atribuyéndolos á acciones químicas.»

mulacion de los materiales arrojados durante las erupciones sucesivas, pero sólo con respecto á los conos adventicios ó secundarios, que son los que se forman en mayor ó menor número en los flancos del cráter primitivo. Los últimos geólogos que acabamos de nombrar juzgaban que así sucedia con todos los volcanes, lo mismo con los conos grandes que con los pequeños, al paso que Leopoldo de Buch y sus partidarios consideraban los volcanes principales formados por vía de levantamiento, dando sólo una importancia secundaria á los materiales expulsados por las erupciones en la formacion de la montaña volcánica. En su concepto, estos materiales no eran más que la cubierta de un armazon anterior á las erupciones.

Séase lo que se quiera de esta divergencia de opiniones, y ya sea cierta una de las teorías con exclusion de la otra, ó bien más conforme á la verdad el considerar á las dos como ciertas en parte, tienen con todo un punto comun, y es que ambas se basan en la existencia de lavas hechas incandescentes por una elevada temperatura. Admitido este punto, aún falta dar cuenta de la distribucion geográfica de los volcanes activos, explicar la situacion del mayor número de ellos á corta distancia de las costas, á lo largo de las grandes líneas de fractura, ó inmediatos á los centros de depresion del globo, y en fin, la carencia, si no absoluta, á lo ménos general de volcanes en el interior de las masas continentales.

Esta desigual distribucion de los volcanes en actividad es sin duda lo que ha sugerido la hipótesis de la existencia de lagos de lava, diseminados y situados debajo de las regiones volcánicas, así como la que ha inducido á desechar la que suponia un núcleo terrestre enteramente flúido ó una capa flúida tambien de espesor limitado, pero continuo. Al mismo tiempo, se explicaba por la filtracion de las aguas del mar, no tan sólo el orígen de las masas de vapor de agua que despiden los cráteres, sino tambien el estado de fusion acuosa de las lavas cuya elevada temperatura aumentaban aún más las reacciones químicas suscitadas por dichas filtraciones.

La influencia de las aguas del mar en los fenómenos volcánicos no parece dudosa. El análisis químico de las deyecciones volcánicas, ya procedan de las erupciones propiamente dichas, como las lavas, ó bien salgan en estado de vapores y gases en las fases de actividad solfatárica, ha demostrado que todas las sustancias que contienen existen tambien, y casi en la misma proporcion, en las aguas del océano. Las múltiples combinaciones que se forman en el seno de las lavas flúidas á temperaturas decrecientes, los gases que se ven en las fumarolas, los depósitos cristalinos que se recogen en las rocas contiguas, se explican perfectamente, dada la composicion del agua del mar, por la accion que la temperatura ejerce en estas sustancias ó por sus reacciones mutuas (1). El análisis de los gases y de las emanaciones gaseosas de los volcanes, de que hemos procurado dar una sucinta idea, ha deparado el mayor grado de probabilidad á esta parte de la teoría de los fenómenos volcánicos que ve en las filtraciones de las aguas del Océano que llegan á ponerse en contacto con las aguas terrestres fluidificadas por una elevadísima temperatura, la causa principal de las erupciones.

Pero ¿cómo ocurren estas filtraciones, qué circunstancias las hacen posibles, y por qué razones afectan con preferencia á las regiones en que se agrupan los centros de actividad volcánica? Los sabios que admiten la teoría que ahora exponemos, responden que las filtraciones del agua del mar pueden tener lugar ó por grietas del terreno ó por penetracion lenta á través de capas porosas. Es de notar que todas las capas del suelo inmediatas á los focos volcánicos han sido asiento de cataclismos geológicos en épocas más ó ménos remotas. De aquí esos trastornos, esas hendiduras de la corteza terrestre que hacen comprender fácilmente la posibilidad de las filtraciones, sobre todo si se tiene en cuenta la proximidad de los volcanes activos á las costas del Océano. En unas regiones así trastornadas, los canales de filtracion pueden obstruirse fácilmente cuando el agua los

(1) Para la demostracion detallada de esta tésis, remitimos al lector á la erudita Memoria de M. Fouqué *sobre los fenómenos químicos de la erupcion del Etna en 1865*. El autor prueba en ella que la mayoría de las sustancias encontradas en los productos volátiles de las lavas ó en las fumarolas son las que contiene el agua de mar, y en las mismas proporciones poco más ó ménos; que si en esta agua hay muchas sales que no se observan en las emanaciones volcánicas ó recíprocamente, la causa de estas anomalías aparentes depende de las circunstancias particulares y de las reacciones provocadas, y finalmente, que estas anomalías, en lugar de destruir la teoría, contribuyen á confirmarla.

ha recorrido y se ha introducido hasta la capa incandescente y flúida, lo cual explica la intermitencia de las erupciones. Si, por el contrario, esta irrupcion tiene efecto sin dificultad y de un modo casi continuo, las erupciones más ó ménos frecuentes presentan cierta periodicidad, como se ve en los volcanes de actividad estrombólica.

Antes de reconocerse la posibilidad y hasta la necesidad de la intervencion del agua del mar en los fenómenos volcánicos, los geólogos que admitian la existencia de un núcleo incandescente y flúido tenian que recurrir para explicar las erupciones á hipótesis hoy desechadas en todo ó en parte.

Los replegamientos de la corteza del globo ocasionados por la contraccion de la materia enfriada y solidificada debian producir, segun los unos, una presion en el núcleo flúido y por consiguiente una elevacion de la lava por las chimeneas volcánicas formadas por levantamiento. Cordier, que admitia esta hipótesis, habia calculado que bastaria una contraccion del núcleo terrestre igual á $^1/_{500}$ milímetro para la emision de la cantidad de lava vomitada en la erupcion más grande que se hubiera observado en la superficie de la Tierra, y que por lo tanto una disminucion de un milímetro en el radio terrestre podria producir quinientas erupciones de las más violentas. Pero ¿cuál es la rapidez de enfriamiento, cuál el valor de la contraccion del núcleo terrestre? Se ignora. Además, y esta es una objecion capital; si las erupciones son efecto de esta contraccion continua, ¿por qué no son continuas como ella y simultáneas en todos los cráteres no obstruidos?

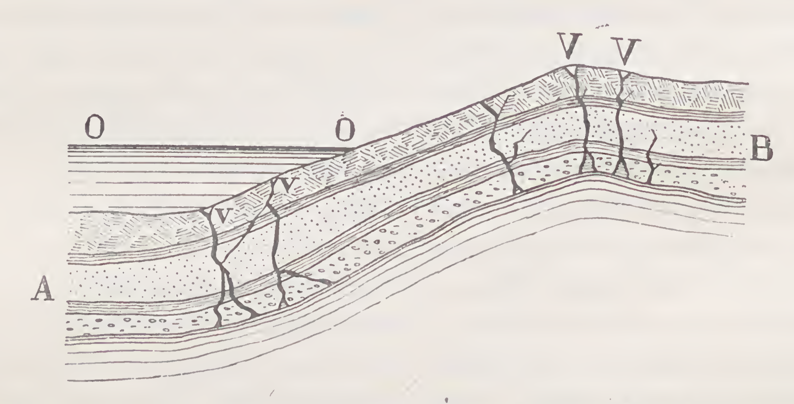


Fig. 168.—Fractura de las capas en los puntos de menor resistencia: orígen de los volcanes terrestres y submarinos

Se ha aducido tambien la accion de la atraccion del Sol y de la Luna en el océano flúido interior. Segun M. Perrey, que explica del mismo modo los terremotos, las erupciones tienen por causa el levantamiento de la marea lávica luneisolar. Si así fuese, se deberian notar recrudescencias periódicas en la actividad de los cráteres, y las erupciones más violentas deberian coincidir con las mareas de las sizigias. Discutiendo M. Fouqué esta hipótesis, admite la realidad de la atraccion luni-solar sobre el flúido interior, pero no acierta á ver en ella la verdadera causa de las erupciones por varias razones, creyendo únicamente que puede determinarlas cuando todo está preparado para que sobrevengan. «Cuando la corteza terrestre, dice, está á punto de romperse á causa de la influencia de los efectos interiores ejercidos contra ella, por débil que sea el impulso de una marea subterránea puede bastar para ocasionar una grieta por la cual salgan lavas y otras materias expelidas ordinariamente en el curso de una erupcion.»

Contra la hipótesis que supone un núcleo terrestre enteramente flúido é incandescente, se han alegado varias razones que no reproduciremos aquí; pues en efecto no es necesario admitir íntegramente esta hipótesis para la teoría de los fenómenos volcánicos: basta suponer que á conveniente profundidad existe una capa flúida de cualquier espesor, comprendida entre la corteza y el núcleo. Es, sí, muy probable, en nuestro concepto, que dicha capa exista por todas partes debajo de la corteza en cuestion y que no sea otra cosa sino la parte aún no enfriada y solidificada del globo primitivamente flúido. Poco importa que su espesor sea una fraccion mayor ó menor del radio terrestre. La imposibilidad de explicar, recurriendo á reacciones químicas, el calor creciente de las capas, y con mayor motivo la temperatura tan elevada

de las lavas, milita en favor de esta hipótesis. En cuanto á la explicacion de la situacion de los grupos volcánicos en las cercanías de las costas del Océano, repetimos que es muy sencilla. La figura 168 demuestra en escala amplificada cómo se han debido fracturar las capas de la corteza en los puntos de menor resistencia, allí donde, por efecto de los levantamientos y depresiones que han producido los mares por una parte, y los continentes y las cadenas de montañas por otra, el esfuerzo de la ruptura ha debido ser mayor. Las aguas marinas han filtrado por las grietas así producidas, se han puesto en contacto con las capas de temperatura elevada, se han vaporizado y han dado lugar á la ascension de las lavas y á la formacion de las chimeneas volcánicas. Los fenómenos subsiguientes han producido los conos, ya principales ó ya secundarios, y todas las circunstancias de las erupciones en sus fases sucesivas.

CAPÍTULO IV

LOS TERREMOTOS

I

FENÓMENOS GENERALES DE LOS TERREMOTOS

Si es indudable que los volcanes y cuantos fenómenos caracterizan las diferentes fases de su actividad, desde las erupciones propiamente dichas hasta las simples emanaciones gaseosas de sus fumarolas, tienen una misma causa, que es el calor interno del globo, parece difícil sostener que exista una conexion análoga entre este calor subterráneo y los terremotos. Por lo ménos, es necesario hacer desde luégo una distincion entre los movimientos del suelo comprendidos bajo esta denominacion, segun que acompañen ó no á una erupcion volcánica. Hemos visto en los capítulos anteriores que entre los fenómenos precursores de una erupcion, y á veces durante esta, y tambien poco despues de haber terminado, se notan sacudidas más ó ménos violentas del suelo en las inmediaciones del volcan del que parte la erupcion. Pero este caso dista mucho de ser general, habiendo sucedido con frecuencia que aparece la actividad eruptiva sin que el suelo se haya agitado. De todos modos, los terremotos de esta primera categoría pueden considerarse como fenómenos volcánicos, y en este caso, no se puede poner en duda ni la causa, ni la naturaleza de las conmociones. Pero los terremotos más numerosos, más violentos á la vez que más extendidos parecen extraños á la actividad volcánica; nacen y se propagan lo mismo en los terrenos estratificados que en las regiones de naturaleza volcánica, basáltica ó traquítica; no tienen ninguna relacion aparente con la actividad eruptiva de los volcanes ni parecen ejercer influencia alguna en los volcanes vecinos. Sin embargo, el estudio de esta segunda categoría no puede separarse del de los terremotos de la primera, porque, áun cuando su orígen continúe siendo desconocido ó problemático, es indudablemente subterráneo como el de los temblores de tierra volcánicos. Describamos ante todo sin distincion los fenómenos comunes á unos y á otros.

Lo que puede dar mejor idea de un temblor de tierra son las trepidaciones del suelo causadas por choques, explosiones violentas, derrumbamientos poco considerables de materiales, terrenos y rocas. El simple paso de un carro pesadamente cargado por un camino inmediato á un edificio, y sobre todo por el suelo de una calle empedrada, produce en las paredes y en los cristales un movimiento vibratorio muy perceptible que todo el mundo ha podido observar; pero el radio en que se siente esta conmocion, que se prolonga miéntras pasa el carro, es por lo comun muy limitado. Este radio aumenta en las ciudades, en donde es mayor la continuidad de los empedrados de las calles y su enlace con los cimientos de las casas. Cuando Ivon Villarceau sostenia ante la Academia de ciencias, hace quince años, la necesidad de

trasladar el Observatorio de Paris fuera de la ciudad, uno de sus argumentos era la imposibilidad de obtener observaciones exactas del nadir. El baño de mercurio que servia de espejo para estas observaciones estaba constantemente agitado y su superficie retemblaba al paso de cualquier coche que circulara por el empedrado de la calle de Santiago. El radio de la conmocion es mayor cuando tiene por causa la explosion de un barreno. Cuando hace algunos años voló el polvorin de Bouchet (Sena y Oise) percibimos el ruido de la detonacion á más de 20 kilómetros de distancia, y las paredes, las puertas y las ventanas de nuestra casa experimentaron una violenta sacudida; bien es verdad que entónces la conmocion sufrida debia ser causada por el paso de la onda áerea, pero una parte procedia sin duda alguna de la vibracion del mismo suelo.

Sin embargo,. estas conmociones artificiales, cuyo orígen se conoce perfectamente y que proceden de un choque mecánico ó físico, accidental ó exterior, no son temblores de tierra, de suerte que, segun lo hace observar Fuchs con razon, tan luégo como se llega á conocer la causa precisa de uno de estos terremotos artificiales, su denominacion misma desaparece. El verdadero terremoto es aquel cuya causa desconocida es subterránea, ó cuyo orígen está evidentemente enlazado con la erupcion de un volcan.

El grado de intensidad, el número de las sacudidas, su direccion, su duracion individual ó colectiva, la extension de la region en que se sienten, el modo de su propagacion, son otros tantos elementos del fenómeno que importa consignar, y que por otra parte son á propósito para distinguir los terremotos entre sí.

Su intensidad es débil con frecuencia: son simples estremecimientos, leves agitaciones del suelo que pasan desapercibidas de la mayor parte del público y que tan sólo notan los observadores atentos. Lo que permite distinguir estos temblores de tierra insignificantes de las vibraciones artificiales con las que se los podria confundir es la gran superficie de país que abarcan: como la comparacion de las horas en que ha ocurrido la sacudida en todos los puntos de la superficie demuestra con evidencia la simultaneidad de las observaciones, es imposible equivocarse. Entre estos estremecimientos imperceptibles y las violentas sacudidas de los terremotos más famosos por los desastres que han causado, se puede pasar por muchísimos grados. Cuando el terremoto del 14 de setiembre de 1866 que tuvo por teatro una buena parte de la Francia central y occidental, las dos ó tres sacudidas que se sintieron con algunos segundos de intervalo fueron más fuertes en el centro de la region conmovida, en las cercanías de Tours y Blois. Muebles derribados, ventanas rotas, paredes cuarteadas, algunas piedras desprendidas de las partes más altas de estas, tales fueron los efectos de estas sacudidas allí donde su intensidad fué mayor, pero en otros muchos puntos todo se redujo á ligeras oscilaciones de los objetos movedizos. Ya no era el simple estremecimiento de que acabamos de hablar. Sin embargo, de esto á los terribles efectos de algunos temblores de tierra famosos en la historia, y de los que más adelante hablaremos, hay mucha distancia. Limitémonos ahora á citar algunos casos que permitirán la comparacion y harán juzgar de la extraordinaria violencia de algunas sacudidas.

Cuando el terremoto de Riobamba ocurrido el 4 de febrero de 1799, hubo una sacudida vertical tan violenta, que, segun la expresion de Humboldt, «produjo el efecto de la explosion de un barreno; los cadáveres de un gran número de habitantes fueron á parar más allá del riachuelo de Lican, hasta el Calca, colina de muchos centenares de piés de altura... Cuando hice el plano de las ruinas de Riobamba, me enseñaron entre los escombros de una casa el sitio en donde se habian encontrado todos los muebles de otra; habiendo sido preciso que la audiencia dirimiese las cuestiones suscitadas acerca de la propiedad de unos objetos que de tal modo habian sido trasportados á muchos centenares de metros de distancia.» El terremoto que en 1783 asoló la Calabria fué tan violento que muchas casas fueron lanzadas en peso á larga distancia sin haber sufrido gran detrimento, al paso que otras, arrojadas al aire, se deshicieron completamente. La Jamaica experimentó en 1692 tales sacudidas que en la ciudad de Port-Royal todo se derrumbó confusamente; muchos hombres fueron derribados por ellas y lanzados de un lado á otro y no pocos

fueron despedidos directamente al aire. Dióse el caso de que algunos que se encontraban en medio de la ciudad fueron arrojados por encima de las ruinas hasta el puerto y entónces pudieron salvarse á nado. Estos hechos, antiguos ya, parecerian increibles ó grandemente exagerados si no atestiguaran su mucha probabilidad otras catástrofes recientes y terribles.

El número de las sacudidas es tambien variable en alto grado. Si media entre ellas un espacio de tiempo bastante largo, cada una puede considerarse como un terremoto. Obsérvanse con frecuencia dos ó tres sacudidas separadas por cortos intervalos, de algunos segundos ó de pocos minutos; pero en las regiones en que las conmociones del suelo son casi continuas, como en ciertos puntos de la vertiente de los Andes en la América meridional, las sacudidas, ó mejor dicho, los estremecimientos son tan numerosos y tan inofensivos al propio tiempo que las más de las veces nadie hace caso de ellos. Así es que se distingue estos *temblores* de los *terremotos*, que son mucho más peligrosos (1). Cuando se trata de conmociones del suelo enlazadas con una erupcion volcánica, ya la precedan, ya sean como sus precursores, ora la acompañen ó bien la sigan, lo cual es más raro, las sacudidas se suceden por espacio de un tiempo que puede ser muy largo, y su número es entónces ilimitado como el de las explosiones del cráter. «Despues del gran terremoto de Nápoles (16 de julio de 1805), dice Humboldt, y despues de la erupcion de lavas que le siguió á los diez y siete dias, sentado yo de noche en el cráter del Vesubio y al pié de un pequeño cono de erupcion con un cronómetro en la mano, sentí cada veinte ó veinticinco minutos, con toda regularidad, una conmocion en el suelo del cráter, inmediatamente ántes de cada expulsion de escorias incandescentes.» No siempre van acompañadas las erupciones volcánicas de esta clase de sacudidas. Por ejemplo, cuando la erupcion del volcan de Sangai en diciembre de 1847, M. Wise, de cuyas observaciones hemos hablado ya, no percibió ninguna sacudida del suelo, por más que se acercó á 300 metros de la cúspide y del cráter. Ya hemos visto que habia contado hasta 267 erupciones de escorias en una hora.

La duracion de las sacudidas suele ser muy corta, y cuando el choque es uno solo, no llega ó rara vez pasa de un segundo. Las oscilaciones irregulares, compuestas de muchas sacudidas ú ondulaciones en varios sentidos, son de mayor duracion, de medio minuto, á veces de uno ó dos, y casi nunca de más. Este tiempo, que parece corto cuando se lee tranquilamente el relato de una de estas catástrofes, es horrorosamente largo para los testigos ó las víctimas de ella. No debe confundirse la duracion de una sacudida y de las ondulaciones que son su consecuencia con la del terremoto mismo, áun cuando es muy difícil definir claramente el límite de tiempo que se debe asignar al fenómeno. En enero de 1839 hubo en la Martinica un terremoto que sólo comprendió dos sacudidas y no duró más que medio minuto, pero este breve intervalo bastó para que ocurrieran formidables estragos. Las mismas sacudidas se propagaron hasta el Perú, y en Lima las vibraciones del suelo duraron en total dos minutos enteros. En 1845 un terremoto que se sintió desde las Antillas hasta la Guayana, duró ménos de *medio minuto* en Santa Cruz, y *un minuto y tres cuartos* en la Dominica, donde observaba C. Sainte-Claire Deville. El del 13 de agosto de 1868, cuyo centro de conmocion estaba próximo á Arequipa, tuvo una primera sacudida que duró unos siete minutos: durante este intervalo, uno de los más largos que se han notado para una sola sacudida, quedaron enteramente destruidas las ciudades de Arequipa, Tacna y todas las localidades comprendidas entre ellas (2). El 22 de octubre del mismo año, San Francisco experimentó muchas sacudidas entre las cuales mediaron unos tres cuartos de hora. La más fuerte, que fué la primera, consistió en muchos choques violentos de cuarenta segundos de duracion, y de estos, de ocho á diez segundos para el instante de mayor intensidad. En noviembre

(1) Hablando Humboldt de estos países dice que en ciertas épocas sus habitantes no cuentan ya las sacudidas subterráneas, como en Europa no nos cuidamos de contar los aguaceros; cierto dia, Bonpland y él tuvieron que apearse en medio de un bosque á causa del azoramiento de sus cabalgaduras, porque la tierra habia temblado por espacio de quince ó diez y ocho minutos.

(2) Más adelante veremos que el hilero de corrientes que siguió á las sacudidas contribuyó tanto ó más que ellas á los desastres causados por este terremoto. Lo propio aconteció con el de 9 de mayo de 1877, y con la mayor parte de los que, en distintas épocas, han devastado la region de los Andes.

de 1867, la isla de Santhomas sufrió violentas sacudidas que duraron cosa de medio minuto, pero el temblor de tierra continuó aún otros diez.

Esta diferencia entre la duracion de las sacudidas ú oscilaciones individuales y la del temblor de tierra considerado como un fenómeno colectivo, se observa en gran número de ejemplos históricos; verbigracia, el famoso y horrible terremoto que arruinó á Lisboa en 1755 empezó por un choque espantoso seguido á los pocos segundos de otra y otra sacudida; ménos de cinco minutos bastaron para que el fenómeno consumara su obra destructora. El terremoto ocurrió el 1.º de noviembre, pero las conmociones del suelo continuaron todo el mes, y el 9 de diciembre sintióse otra sacudida casi tan violenta como la primera. Cuando el terremoto de Java del 5 de enero de 1699, hubo nada ménos que 208 terribles sacudidas. Durante el del 28 de octubre de 1746, que arruinó á Lima y otras muchas poblaciones peruanas, se contaron tambien 200 sacudidas, todas en el mismo dia. En Tacna hubo 180 desde el 13 al 17 de agosto de 1868. El terremoto que asoló la Calabria en 1783, no cesó por decirlo así en todo un año; de vez en cuando ocurrian sacudidas aisladas, separadas por estremecimientos continuos; sin embargo, las primeras eran más fuertes, y poco á poco disminuyeron de intensidad al paso que aumentaban los intervalos de reposo.

Así, pues, desde el punto de vista de la duracion se puede distinguir en los terremotos: la de cada sacudida ú oscilacion, que por lo comun es muy corta, y luégo la de las sacudidas reunidas que constituyen el fenómeno en su conjunto. Por último, el período de agitacion puede prolongarse en un mismo punto, durar meses y hasta años enteros, pero con una continuidad bastante variable. Considerada la cuestion por este último concepto, se encuentra enlazada con la de la frecuencia de los terremotos en una misma region del globo, y por consiguiente con la de su distribucion geográfica. Más adelante diremos algunas palabras acerca de esto, y tambien nos ocuparemos de un punto de gran interés, cual es el de la naturaleza de los movimientos que constituyen los temblores de tierra, sacudidas, trepidaciones y oscilaciones. Aquí nos limitaremos á decir que se acostumbra distinguir las sacudidas de las oscilaciones ú ondulaciones. Las sacudidas ó *movimientos de sucusion*, segun la expresion empleada por Fuchs, son las conmociones del suelo «que se sienten como un choque perpendicular dado de abajo arriba. Cuando este movimiento es muy fuerte, se cree notar un empuje de elevacion, y luégo un movimiento de hundimiento del suelo.» Estas sacudidas verticales son las más violentas y temibles de todas, y las que indican, con relacion al sitio en que ocurren, que allí está el centro de conmocion ó que dista muy poco de él. Propáganse desde allí, pero trasformándose poco á poco en oscilaciones más ó ménos regulares á medida que se alejan de dicho centro. En ciertos terremotos no hay, ó por lo ménos no se conocen puntos en que haya habido movimiento de sucusion, y todo cuanto en este caso puede hacerse es distinguir, entre las regiones que han sufrido la conmocion, las que han experimentado las ondulaciones más fuertes de las que las han sentido más débiles; las primeras son las más inmediatas al punto de partida ó al centro del movimiento.

Segun su orígen, los terremotos se sienten en una dilatada extension de país ó sólo tienen, por el contrario, una esfera de accion ó de extension muy limitada. En este último caso se hallan por lo general los terremotos de orígen volcánico. Ya hemos citado el caso (nota de la pág. 269) de las violentas sacudidas observadas en el costado Nordeste del Etna, en enero de 1865, en tanto que pasaban desapercibidas en Catania, es decir, á pocos kilómetros de allí. Las conmociones notadas en julio de 1805 por Humboldt en el suelo del cráter del Vesubio, aunque ligeras y debidas á las salidas de escorias, segun hemos dicho poco há, «no se percibian absolutamente nada fuera del cráter, ni en el Atrio del Cavallo ni en la ermita del Salvatore.» Cuando se trata de las grandes sacudidas que preceden ó acompañan á una erupcion en su mayor paroxismo, la superficie del país en que se sienten se extiende á la par de su violencia. Así por ejemplo, las sacudidas producidas por la erupcion del Krakatoa ocasionaron, en el estrecho de la Sonda y en el territorio de Java y Sumatra, vibraciones de

las que hemos hablado al tratar de las grandes erupciones volcánicas, y cuyo radio excedia de 150 kilómetros. Pero los terremotos que se propagan ó se extienden á mayores superficies son aquellos cuyo orígen parece extraño á toda actividad volcánica, y áun cuando los más formidables suelen ser los que alcanzan mayor radio, con todo, no puede decirse que la extension de la conmocion sea proporcional á su violencia, á veces se notan débiles sacudidas á considerables distancias. Presentemos algunos ejemplos de estos diferentes casos.

Uno de los terremotos que, á juzgar por los relatos contemporáneos, quizás un tanto exagerados, se han notado á mayor distancia, es el de Lisboa en 1755. Las sacudidas se propagaron por un espacio de más de treinta millones de kilómetros cuadrados, esto es, unas cuatro veces la superficie de Europa (1). Los terremotos que causan tan frecuentes estragos en la costa occidental de la América meridional, se extienden sobre todo de Norte á Sur, en direccion de la cordillera de los Andes. El ocurrido en Chile en noviembre de 1822, se propagó así en una línea de 9,000 kilómetros. Cinco años despues, en noviembre de 1827, un terremoto cuyo centro de conmocion estaba cerca de Bogotá, llegó hasta Popayan, á 1,480 kilómetros. Segun Otto Volger, el área de conmocion que tuvo por centro principal en 1855 el valle de Viege, ocupaba 282,000 kilómetros cuadrados; la del temblor de tierra de setiembre de 1866 llegaba á unos 200,000. El de octubre de 1868 sacudió el suelo de California en una longitud de 200 kilómetros por una anchura de 150. El violento terremoto que devastó á Arequipa y tantas otras poblaciones situadas en la vertiente occidental de los Andes el 16 de agosto del mismo año de 1868, se extendió por el Norte hasta Lima, por el Este hasta la Paz y por el Sur hasta Copiapó. En octubre de 1836, una fuerte sacudida agitó todo el suelo del mediodía de Europa, desde Sicilia y Calabria hasta Grecia, y se sintió hasta en medio del Asia Menor, así como en las costas de Siria y Egipto.

Las causas que favorecen la propagacion de las sacudidas ú ondulaciones sísmicas, ó que se oponen á ellas, son de diferente naturaleza, siendo indudable que, en igualdad de circunstancias, la intensidad debe ser una condicion favorable. Pero la que parece predominante es la naturaleza de las capas del suelo, su composicion geológica. Acerca de este punto dice Fuchs: «Es fácil comprender que la conmocion se extienda á todas partes y por igual cuando las rocas son densas y sólidas, y que sólo se debilite gradualmente por la distancia: en este caso la extension depende indudablemente de la fuerza de la conmocion primitiva. Por el contrario, en las masas muebles esta fuerza se pierde con mucha rapidez.

»Cuando una comarca se compone de rocas de dureza y densidad diferentes y agrupadas de distinto modo entre sí, el movimiento se debilitará siempre que pase de una roca á otra, y esta disminucion de fuerza será más ó ménos rápida segun la naturaleza de las rocas. Podrá, pues, sentirse el movimiento en cuestion con mayor ó menor intensidad en varias direcciones y terminar á distancia variable del punto de orígen. Una roca que tenga muchas hendiduras ejercerá una accion análoga en el movimiento, es decir, lo debilitará con irregularidad ó lo dividirá. Si se observa tambien la estructura geológica del suelo y la direccion de sus diferentes capas, se verá que los terremotos están sujetos á influencias tan complicadas que, áun cuando se conociera perfectamente la estructura geológica del suelo, no se puede conocer de antemano el efecto de un temblor de tierra en vista de la violencia del choque primitivo.

»A juzgar por lo que hemos observado, hay obstáculos naturales que rara vez superan los terremotos: unas veces son grandes valles fluviales que les impiden propagarse, cuando no son estos mismos valles centros de accion; pero las más de las veces limitan su extension las grandes sierras. En este último caso, el temblor de tierra no abarca un círculo de extension dirigida en todos sentidos, sino que presenta una direccion prolongada y paralela á la de la sierra.»

---

(1) Al discutir los documentos contemporáneos, se ha reducido mucho la extension de la region trastornada por el terremoto de 1755, pues de ellos resulta que no pasó de tres millones de kilómetros cuadrados. Pero si se entiende por region trastornada el conjunto de los puntos en que la sacudida se propagó directa ó indirectamente, quizás no sea exagerado el primer cálculo. En efecto, el hilero de corrientes se sintió en Europa hasta el Norte de las islas Británicas, Dinamarca y Noruega, y al Oeste, allende el Atlántico, en la Barbada y en la Martinica, en donde la pleamar, que por lo comun no pasa de $0^m,75$, se elevó entónces á cinco ó seis metros.

Los terremotos de los Andes, de los que ántes hemos hablado, son ejemplos de esta desigualdad de tension, dimanada del obstáculo natural opuesto á la propagacion de las sacudidas por el colosal valladar de la Cordillera. Fuchs menciona otros en que los Apeninos producen el mismo efecto, por ejemplo, el gran terremoto de 1783, que asoló la Calabria, sin que sus estragos se extendieran á la vertiente occidental de los Apeninos, á lo largo de la península itálica. Sin embargo, las cordilleras más elevadas, las sierras más considerables no siempre forman un abrigo eficaz contra las sacudidas sísmicas. Ejemplo: el terremoto de Belluno, en junio de 1873, cuyas sacudidas, pasando por encima de los Alpes, se sintieron hasta en Salzburgo, Berna y Munich. Algunos terremotos ocurridos en los siglos XIII, XIV y XVII trastornaron del propio modo las regiones situadas en las vertientes Norte y Sur de los Alpes, sin que estas montañas sirvieran de antemural contra la propagacion. Para explicarse semejantes anomalías basta suponer que el centro de conmocion tuviera por asiento una region subterránea algo extensa debajo de la misma mole montañosa.

A juzgar por los cálculos de los observadores, la velocidad de propagacion varía mucho más de lo que podria suponerse, lo cual no tiene nada de extraño si se considera cuán difícil es cerciorarse de que las sacudidas cuya marcha se sigue pertenecen á un mismo choque físico ó á una misma ondulacion. Véanse algunas cifras relativas á este elemento de la propagacion de los terremotos. Compulsando J. Schmidt los escasos datos exactos que reunió acerca del terremoto de 1755, dedujo una velocidad de 2,425 metros por segundo, ó sea los siete décimos de la de las vibraciones sonoras en los tubos de hierro. El mismo físico calculó la velocidad de las ondas sísmicas en la sacudida experimentada en la cuenca del Rhin en julio de 1846. El resultado, 447 metros por segundo, es más de cinco veces menor que en el primer caso, excediendo apénas en un tercio á la velocidad de las ondas sonoras aéreas. C. Sainte-Claire Deville observó cuando el terremoto de 8 de febrero de 1843, que la onda sísmica se propagó con velocidades muy diferentes, segun los lugares, esto es, de 3,788 metros por segundo entre Pointe-à-Pitre y Cayena, de 925 y 2,566 entre el mismo punto de partida y Santa Cruz y Santhomas. Estas diferencias son tan grandes que el ilustrado físico se apresuraba á añadir: «Sólo atribuyo un mediano valor á estos cálculos, porque áun suponiendo los instantes determinados en cada punto con toda la exactitud apetecible, no es posible tener la seguridad de haber comparado bien las fases correspondientes de un mismo fenómeno, que en Santa Cruz ha durado *ménos de medio minuto*, y *un minuto y tres cuartos* en la Dominica, en donde yo me encontraba.»

Creemos que esta reserva puede aplicarse á la mayor parte de las sacudidas de los terremotos. Sin embargo, hagamos mencion tambien de los cálculos de R. Mallet, que dan 20 metros por la velocidad de las ondas del terremoto de la Calabria; y de los de Volger para el de Viege en 1855, de los cuales resulta que la sacudida se propagó á razon de 870 por segundo en direccion de Strasburgo y sólo de 426 por la parte de Turin; citemos asimismo la valuacion de M. Pizzis para la velocidad de trasmision del temblor de tierra del 13 de agosto de 1868, trasmision que tuvo lugar, al Oeste, debajo del mar y cuyos efectos se manifestaron en forma de una inmensa oleada á lo largo de toda la costa del Pacífico. Las observaciones demostraron que la onda se habia propagado en un espacio de más de 24 grados. «Si consideramos á Africa como punto de partida de las ondas, resulta que se trasmitieron en cinco horas desde este punto al puerto de Coral, y que recorrieron en este tiempo un espacio de 2,387 kilómetros, lo cual corresponde á una velocidad de 474 kilómetros por hora.» Este número equivale sólo á 132 metros por segundo; como se ve es el más bajo de todos los que hemos citado, é inferior á los dos quintos de la velocidad de las ondas sonoras en el aire.

II

FENÓMENOS QUE ACOMPAÑAN Á LOS TERREMOTOS: SUS EFECTOS DESTRUCTORES

Se ha tratado de averiguar si existe alguna relacion entre los terremotos y los fenómenos meteorológicos, estado atmosférico, presion barométrica, temperatura, electricidad del aire, viento, lluvia, etc. Se ha creido que la calma

de la atmósfera, un calor sofocante, un horizonte brumoso, un sol rojizo, eran otros tantos síntomas precursores del fenómeno. Ciertos observadores han supuesto alguna relacion entre las estaciones más ó ménos irregulares, las lluvias intensas y los vendavales, con la violencia ó frecuencia de las conmociones del suelo en ciertos países. Pero en concepto de Humboldt y de la mayoría de los sabios contemporáneos, todo esto son conjeturas, consecuencia de una induccion incompleta. «Es un error, dice el autor del *Cosmos*, contradicho no tan sólo por mi propia experiencia sino tambien por la de todos los observadores que han pasado muchos años en los países en que, como Cumaná, Quito, el Perú y Chile, agitan con frecuencia el suelo violentas sacudidas. He notado terremotos estando el cielo despejado y tambien miéntras llovia, soplando un viento fresco lo mismo que durante un temporal. Además, no he visto que estos fenómenos ejercieran influencia alguna en la marcha de la aguja imantada: el dia de un temblor de tierra, las variaciones horarias de la declinacion y la altura del barómetro no presentan ninguna anomalía entre los trópicos.» Pero Humboldt añade discretamente: «Aun reconociendo que ninguna señal meteorológica precede ni presagia los temblores de tierra, ni siquiera en el dia en que deben ocurrir, no por esto son de desdeñar ciertas creencias populares que atribuyen alguna influencia á las estaciones (los equinoccios de otoño y de primavera), á los principios de la estacion de las lluvias, bajo los trópicos, despues de una gran sequía, y en fin al volver las monzones; no se las debe desdeñar, digo, fundándose para ello en nuestra ignorancia actual de las relaciones que pueden existir entre los fenómenos meteorológicos y los subterráneos.» Si parece probable que los movimientos del suelo no perturban de antemano el estado atmosférico, no seria en cambio imposible que ciertas modificaciones de este estado tuviesen por causa las sacudidas más ó ménos violentas y prolongadas, y que el suelo mismo ejerciese alguna relacion sobre las capas aéreas.

Así lo prueba el haberse observado notables variaciones en la electricidad de la atmósfera durante las sacudidas que por espacio de tanto tiempo agitaron el suelo de los valles piamonteses de Polis y Chusson (1).

Durante los terremotos violentos, se suelen oir ruidos sordos cuyo orígen parece subterráneo: á veces este ruido se oye despues de haber sobrevenido el fenómeno. Cuando el temblor de tierra de Riobamba, en 1797, hubo en Quito y en Ibarra una detonacion subterránea formidable, pero veinte minutos despues de la catástrofe; y, cosa curiosa, no se oyó nada en las poblaciones más inmediatas del centro de conmocion que aquellas. Un cuarto de hora despues del terremoto que destruyó á Lima el 28 de octubre de 1746, se oyó un estampido subterráneo en Trujillo, sin haberse sentido sacudida alguna. De la propia suerte, hasta mucho tiempo despues del gran terremoto de Nueva Granada en 1827 no se oyeron detonaciones en el valle del Cauca, y aquellos ruidos, que se reproducian cada medio minuto, no correspondian á ninguna sacudida. Esta falta de concordancia entre las conmociones del suelo y los ruidos subterráneos tiene su explicacion en la diferencia de velocidad de las vibraciones del terreno que trasmiten el choque y de las ondas aéreas que propagan los ruidos. Sin embargo, en ciertos casos el sonido se trasmite por las capas profundas del suelo, lo cual explica las distancias considerables á que llega sin que la sacudida misma se trasmita.

Los ruidos que acompañan á los terremotos son de muy varia naturaleza; tan pronto estallan á la manera del trueno, como se oye un estruendo parecido al de rocas que se derrumban ó al rodar de carretas; otras veces parece oirse estrépito de cadenas, ó bien descargas de artillería ó por último un bramido sordo. La impresion qué causan estas detonaciones subterráneas es siempre profunda, hasta en las personas que habitan en los países donde los terremotos son frecuentes. «Se espera con ansiedad lo que debe seguir á estos ruidos inte-

---

(1) Cítanse muchos ejemplos de terremotos que han coincidido con perturbaciones atmosféricas, con un descenso notable del barómetro ó con violentas tempestades. Fuchs menciona los que agitaron el suelo de Inglaterra en 1795 y el de Italia en 1870. Los meses de verano que precedieron al terremoto de Lisboa en 1755 fueron sumamente lluviosos; tambien llovió mucho cuando el terremoto del 4 de febrero de 1851 en Suiza, en el Tirol y en una parte de Italia. Pero ya hemos dicho que se citan asimismo numerosos casos en que ningun fenómeno meteorológico saliente acompaña á la conmocion del suelo, por lo cual es muy posible que los ejemplos susodichos sólo atestigüen una simple coincidencia.

riores. Tales fueron los bramidos y truenos subterráneos de Guanaxuato, rica y célebre ciudad mexicana, situada á larga distancia de todo volcan activo. Estos ruidos empezaron el 9 de enero de 1784, á media noche, y duraron más de un mes. Del 13 al 16 de enero, se los podria haber tomado por una tormenta subterránea; oíanse los estampidos secos y breves del trueno alternados con otros fragores prolongados y remotos. El ruido cesó como habia empezado, es decir, gradualmente: estaba limitado á un reducido espacio; á algunos miriámetros de distancia, en un terreno basáltico, no se oia nada. Asustados casi todos los habitantes, salieron de la ciudad, en la cual habia grandes cantidades de plata en barras, y fué necesario que los más animosos volviesen en seguida á disputar aquellos tesoros á los forajidos que se habian apoderado de ellos. Miéntras duró este fenómeno no se sintió ninguna sacudida en la superficie ni en las minas inmediatas, á 500 metros de profundidad. Jamás se habia percibido semejante ruido en México ántes de dicha época ni ha vuelto á oirse despues.»

Los efectos mecánicos de las sacudidas y de las ondulaciones sísmicas presentan infinita variedad, tanto en razon de la naturaleza del movimiento mismo ó de la causa que le da orígen y de su mayor ó menor intensidad, cuanto de las mil circunstancias que dependen de los lugares en que se producen estos efectos, como son la naturaleza y estructura del suelo, la disposicion de los objetos, los edificios, las rocas, los árboles, etc.; aquí las tierras se levantan ó se hunden; al pasar la onda, el suelo oscila como la superficie de una masa líquida agitada por el viento, y las construcciones humanas, casas, iglesias, palacios se derrumban: allá, es el terreno mismo el que se disloca; se abren y cierran grietas, tragándose los objetos, las personas, los animales que se encuentran en sus bordes en el momento de su formacion; las rocas se despeñan; los rios, desviados de su curso, forman lagos; en las cercanías de las costas, el mar se hincha, y enormes oleadas, penetrando ó retirándose alternativamente de la orilla, se lanzan hasta el interior de las tierras, destruyéndolo y arrasándolo todo en sus espantosas oscilaciones.

Presentemos algunos ejemplos auténticos de cada una de estas manifestaciones del fenómeno.

Las sacudidas y las oscilaciones del suelo son visibles en los terremotos violentos. Durante el de 1783, el suelo de la Calabria ondulaba como la superficie de un mar agitado, sufriendo con tal motivo los habitantes un malestar parecido al mareo. Estas oscilaciones tenian tal amplitud que segun datos adquiridos por Dolomieu, los árboles se doblaban hasta el punto de tocar el suelo con su copa, enderezándose tan luégo como pasaba la onda. Tambien se observó este fenómeno cuando el temblor de tierra que asoló el valle del Mississippí en 1811. Muchos árboles murieron por haber quedado sus raíces desprendidas y rotas por las ondulaciones, que se sucedieron por espacio de tres meses consecutivos. Segun lo manifestado á Lyell por un ingeniero de Nueva-Orleans que se encontraba á caballo en las cercanías de Nueva-Madrid en el momento de las sacudidas más fuertes, «los árboles se encorvaban á medida que avanzaban las ondulaciones, y al recobrar en seguida su posicion natural, solian encontrar otros árboles inclinados del mismo modo, que enredando sus ramas con las de aquellos, no podian ya enderezarse totalmente. Conocióse el paso del movimiento ondulatorio por los bosques en el formidable crujido de gran número de gruesas ramas que se oyó sucesivamente por todos lados. Al mismo tiempo brotaron del suelo enormes chorros de agua mezclada con arena, barro y fragmentos de materia carbonosa, que pusieron en peligro la vida del jinete y del caballo.»

Compréndese que unas sacudidas capaces de producir tales efectos en objetos tan sólidamente adheridos al suelo como los árboles corpulentos, ejercen una accion destructora mucho más enérgica en todos cuantos no se mantengan en equilibrio más que en la hipótesis de un reposo absoluto. Si fuésemos á describir aquí las innumerables ruinas acumuladas en todas las ciudades, pueblos y aldeas de las regiones en que ha habido terremotos de cierta violencia, necesitaríamos escribir muchos volúmenes. Contentémonos con recordar las catástrofes de esta clase más famosas en la historia.

En la antigüedad muchas ciudades quedaron destruidas por los terremotos; el año 371 ántes de nuestra era, lo fueron Helice y Bura, ciuda-

des de la Acaya; en tiempo de Neron, el año 62 de J. C., Laodicea y Colosos, en el valle del Lycus, así como muchas ciudades de la Acaya y de Macedonia. Al ocuparse Séneca de estas catástrofes, parece creer que los temblores de tierra que derribaron dichas ciudades eran consecuencia natural de la aparicion de dos cometas en los años que acabamos de citar. Tambien arruinó en parte un terremoto las ciudades de Herculano y Pompeya el año 63, diez y seis años ántes de quedar sepultadas bajo las cenizas del Vesubio. «En tiempo de Vespasiano, dice Fuchs, desaparecieron tres ciudades en la isla de Chipre, y en 115 Antioquía sufrió la misma suerte.» En 526, un espantoso terremoto, que segun se dice costó la vida á 120,000 personas, arruinó á Antioquía por segunda vez.

En los tiempos modernos se han multiplicado de tal suerte estos acontecimientos que no es posible mencionarlos todos. Limitémonos á recordar: á Lisboa, asolada en 1755, con todos sus edificios, palacios, iglesias y la cuarta parte de sus casas reducidos á escombros; la Calabria, sacudida por el gran terremoto de 1783 hasta el punto de que, de 375 pueblos y aldeas, tan sólo 55 quedaron en pié; Riobamba en 1797; Caracas en marzo de 1812; Bhooj, en el Kotch (delta del Indo), en junio de 1819; Valdivia (Chile), destruida por el terremoto de 1837; la Concepcion, asolada ya en 1751 y arruinada en febrero de 1835, así como otras muchas poblaciones de Chile, como Talcahuano, Chillan, etc.; Point-à-Pitre, derruida en febrero de 1845; Mendoza, el 20 de marzo de 1861; en agosto de 1868, y en dos sacudidas terribles ocurridas con tres dias de intervalo, el 13 y el 16, Arica, Arequipa, Iquique, Caracas, Cotocachi, Ibarra y otras treinta poblaciones más ó ménos importantes de Chile, Perú y Ecuador, destruidas casi totalmente; iguales desastres en mayo de 1877 en la misma region, tan á menudo asolada, de la vertiente occidental de los Andes; y volviendo á nuestros países del antiguo continente y tan sólo de pocos años á esta parte, Cefalonia, Metelin, Chio é Ischia, arruinadas por otras tantas sacudidas sobrevenidas las dos primeras en febrero y marzo de 1867, la tercera en 3 de abril de 1881, y la cuarta en 28 de julio de 1883; cerrando por último tan desastrosa lista la reciente catástrofe de Andalucía, ocurrida el 25 de diciembre de 1884, que ocasionó cerca de dos mil víctimas entre muertos y heridos, y cuantiosos daños á consecuencia de la pérdida de ganados, cosechas y edificios.



Fig. 169.—Ruinas de la catedral de Lisboa (terremoto de 1755)

Algunos detalles sobre las más notables de estas destrucciones bastarán para demostrar cuán escasa resistencia pueden oponer las construcciones humanas á estas conmociones, cuya

duracion es sin embargo tan corta, como ya dejamos dicho. Véase, por ejemplo, lo que dice Dolomieu del estado en que encontró la pequeña ciudad de Polistena poco despues del temblor de tierra que tantos estragos causó en Calabria y en la punta Nordeste de Sicilia en 1783:

«Yo habia visto á Messina y á Reggio, donde no encontré una sola casa que fuera habitable y que no necesitara reparaciones desde los cimientos; pero en fin, el esqueleto de estas dos ciudades subsistia aún, y se conocia lo que habian sido. Messina, vista desde cierta distancia, presenta todavía perfecta imágen de su antiguo esplendor. Cada cual podia conocer su casa ó por lo ménos el solar en donde habia estado edificada. Yo habia visto á Tropea y Nicotera, en las cuales hay pocos edificios que no hayan sufrido grandes daños, muchos de los cuales se han derrumbado enteramente. No podia figurarme que hubiera desastres mayores que los ocurridos en estas dos ciudades. Pero cuando



Fig. 170.—Ruinas del teatro de la Opera en Lisboa (terremoto de 1755)

divisé desde una altura á Polistena, la primera poblacion del llano que se ofreció á mi vista, cuando contemplé aquellos informes montones de piedras que ni siquiera pueden dar idea de lo que fué la poblacion; cuando ví que no se habia librado nada de la destruccion y que todo habia quedado arrasado, experimenté una sensacion de terror, de espanto y de compasion que mantuvo un rato en suspenso todas mis facultades.»

Lyell describe en estas tres líneas la catástrofe que destruyó á Caracas en 1812: «Toda la ciudad y sus magníficas iglesias quedaron en un momento convertidas en un monton de ruinas, bajo las cuales desaparecieron 10,000 habitantes.» Así tambien, en 1819, «Bhooj, la principal ciudad de esta comarca (el Delta del Indo), quedó totalmente arruinada, no subsistiendo piedra sobre piedra.»

No describiremos aquí los terribles efectos del terremoto de 13 y 16 de agosto de 1868 que destruyó las ciudades cuyos nombres dejamos ya citados. Tan espantosa destruccion no tuvo solamente por causa las sacudidas directas sino principalmente los hileros de corrientes, que fueron consecuencia de estas y que inundaron todos los edificios que la conmocion del suelo habia respetado. Más adelante tendremos nueva ocasion de ocuparnos de ello.

En cuanto á la catástrofe de Ischia, ninguno de nuestros lectores habrá dejado probablemente de leer sus pormenores en los periódicos del año pasado; todo el mundo sabe que la ciudad de Casamicciola y muchos pueblos quedaron sepultados bajo los escombros de sus casas. En 1828, un terremoto habia causado ya graves daños en tan bonita isla, situada á la entrada de la bahía de Baia, enfrente de los Campos

Flégreos, y en el centro de la cual se destaca un volcan hoy apagado, el monte Epomeo. En junio de 1862, agosto de 1867 y marzo de 1881 se sintieron otras muchas sacudidas en Casamicciola, pero sin producir tan terribles efectos como la última. M. Daubrée, al referir las circunstancias de esta catástrofe, hace una observacion interesante sobre las condiciones de solidez de las casas en las diferentes localidades donde dichas sacudidas se sintieron. Hé aquí un extracto del relato del ilustrado geólogo.

«La sacudida que sumió en la mayor desolacion tan risueña comarca, ocurrió á las $9^h 25^m$ de la noche del 29 de julio. Acompañóla un bramido formidable que, segun parece, duró unos veinte segundos.

»Casamicciola, Lacco Ameno quedaron como arrasadas al nivel del suelo, con un gran número de víctimas humanas; Serrara, Fontana y otras localidades experimentaron ménos desastres. La conmocion se sintió en Ischia sin producir allí graves daños; tambien se percibió en la isla de Prócida, y los sismógrafos la indicaron en el Observatorio de Roma. En resúmen, la conmocion violenta fué muy limitada.

»En Casamicciola y en Lacco Ameno empezó por una trepidacion muy violenta que duró algunos segundos (movimiento *subsultorio*) y cuarteó los edificios; el movimiento ondulatorio en diferentes direcciones que la siguió hizo lo demás. Lo propio aconteció en Forio...

»Los edificios construidos sobre traquita en Lacco Ameno y en Monte Zale sufrieron muchísimo ménos que los edificados en la toba del Epomeo y en las arcillas procedentes de su descomposicion. Casamicciola estaba casi enteramente fundada sobre estas arcillas, pudiendo decirse casi sin exageracion que no queda en ella piedra sobre piedra, sucediendo lo mismo en Forio, que estaba tambien construido sobre dicha toba. Todas las casas de Lacco que descansaban en la traquita resistieron mucho mejor. Esta desventajosa influencia de un suelo poco sólido fué ya en otro tiempo objeto de las observaciones de Roberto Mallet.»

Esta última consideracion del erudito académico nos induce á hablar de otra clase de efectos mecánicos de los terremotos, de los movimientos y accidentes que causan en el suelo mismo.

III

MOVIMIENTOS Y ACCIDENTES DEL SUELO CAUSADOS POR LOS TERREMOTOS

Desde el punto de vista puramente humano, las destrucciones de pueblos y aldeas ó de las demás obras del hombre, y las víctimas que estas destrucciones ocasionan, tienen un interés que supera á cualquier otro. Pero, científicamente hablando, los movimientos del suelo, los accidentes que en él ocurren son fenómenos que merecen en alto grado la atencion.

Uno de los efectos más notables de las vibraciones que las sacudidas sísmicas imprimen al suelo son las grietas ó hendiduras, que unas veces se vuelven á cerrar, y otras quedan abiertas. Citemos algunos ejemplos. Durante el violento terremoto que sacudió la isla de Jamaica en 1692, se abrieron á la vez centenares de grietas para volverse á cerrar de pronto. Muchas personas quedaron sepultadas en ellas ó estrujadas entre sus paredes, y algunas fueron arrojadas á la superficie al mismo tiempo que el agua vomitada en abundancia por las grietas. En el Norte de la isla, la tierra se abrió en un espacio bastante grande para que desaparecieran plantaciones enteras con todos sus habitantes; y en su lugar se formó un lago de 400 hectáreas de superficie, el cual se secó en seguida quedando allí un terreno lleno de piedras y arena, sin vestigio alguno de los árboles ó casas, que quedaron sepultadas debajo de dicho lago.

Durante el terremoto de Calabria en 1783, el número de grietas fué asombroso, especialmente en las cercanías de Polistena. Una de ellas, que reproducimos aquí (fig. 171), era muy larga y muy profunda, y en algunos puntos habia sufrido en sus paredes opuestas una notable alteracion de nivel. Cerca de Jerocarno, las grietas divergian de un punto central, y presentaban la apariencia de un cristal roto por un proyectil. Es interesante saber cómo se formaban y desaparecian en seguida esas hendiduras al paso de la onda sísmica. Hé aquí lo que dice Lyell acerca de ellas; la comparacion que da para explicar el fenómeno nos parece muy exacta:

«A medida que el movimiento ondulatorio se acercaba á la superficie del suelo, se abrian hendiduras y grietas y se cerraban alternativa-

mente, de suerte que las casas, los ganados y las personas desaparecian en ellas en un momento, sin que fuera posible encontrar el menor vestigio de ellas en la superficie cuando los lados de las grietas volvian á juntarse. Compréndese que hubiera ocurrido lo mismo, aunque en menor escala, si por efecto de alguna fuerza mecánica, se hubiera levantado y bajado en seguida de pronto un empedrado de grandes baldosas, de modo que recobrara su primitiva posicion. Si en la línea de contacto de dos baldosas hubiera habido algunas piedrecillas, estas habrian caido en la abertura al levantarse el empedrado, sepultándose en ella, de suerte que no dejarian rastro alguno cuando las baldosas bajaran de nuevo.»



Fig. 171.—Grieta cerca de Polistena, terremoto de 1783



Fig. 172.—Grieta en San Angelo

Las grietas tienen á veces una longitud desmesurada. Cuando el terremoto de Nueva Zelanda en enero de 1855, se formó una de 45 centímetros de ancho, que se prolongaba en una extension de 96 kilómetros.

Pero cuando los accidentes del terreno adquieren grandes proporciones es en los terremotos de sacudidas múltiples. En el de las Calabrias, la primera sacudida del 5 de febrero de 1783 produjo grietas y cavidades que se cerraron en seguida; pero las violentas conmociones de fines de marzo las volvieron á abrir y las ensancharon haciéndolas más profundas: algunas tenian muchos kilómetros de longitud por algunas decenas de metros de profundidad y á veces de anchura. Cerca de Plai-

sano habia una grieta de 75 metros de hondo y 35 de ancho que se extendia á 7,50 kilómetros. Por lo regular se forman en línea recta, pero algunas, como la de San Angelo (fig. 172), presentan una curva prolongada.

Aparte de estas hendiduras del suelo, cuya formacion se comprende perfectamente en terrenos poco flexibles, quebradizos ó de estructura poco homogénea, se abren á veces, como sucedió en Calabria, cavidades circulares, que despues de la sacudida quedan llenas de agua unas, y otras de arena y piedras. Ahondando en estas, se vió que se profundizaban en el suelo á modo de embudo. Estas cavidades, cuyo diámetro era por término medio el de una rueda de coche, tenian sus bordes ondeados, como si las hubiera formado una rotura brusca de la costra del suelo. ¿Tenian por causa un hundimiento ó por el contrario un movimiento explosivo? Se ignora. La brusca compresion del agua de las fuentes en el interior del suelo y la salida de esta agua al través de las capas superiores taladradas por una presion considerable pueden servir quizás de explicacion para tan singulares cavidades. Lo que haria plausible esta hipótesis es el caso siguiente, mencionado por Lyell en sus *Principios de geología:* «En las inmediaciones de Seminara, cerca de Polistena, se formó de pronto una charca circular de la misma naturaleza, por haberse abierto una gran grieta de cuyo fondo brotaba el agua. Dióse á esta charca el nombre de *Lago del Tolfilo*, y tenia 536 metros de largo, 281 de ancho y 16 de profundidad. Los habitantes, temiendo los miasmas que podria producir aquella masa de agua estancada, quisieron desecarla á toda costa abriendo canales; mas no pudieron conseguirlo, porque la alimentaba el agua que manaba del fondo de la grieta.»



Fig. 173.—Cavidades de forma circular

No son raros los ejemplos de masas de agua que brotan de las grietas formadas por los terremotos. Las sacudidas que trastornaron en 1811 el valle del Mississippí produjeron centenares de chorros que lanzaban el líquido á 20 ó 25 metros de altura. Fuchs hace observar que estas erupciones acuosas ocurrieron en terrenos blandos, como lo son las capas del diluvium cerca de Nuevo Madrid, lo cual explica la forma, ensanchada por arriba, de estas cavidades. En enero de 1837, se abrieron en Siria grandes grietas en rocas sólidas y brotaron del suelo nuevos manantiales calientes.

Los geólogos se ocupan con razon de los cambios que las sacudidas de los terremotos deben producir á la larga en el relieve de una comarca. Los accidentes de que acabamos de hablar, grietas, fallas ó cavidades, no son, ni con mucho, los más importantes. Hay que agregar á ellos los derrumbamientos de tierras ó de rocas que una sacudida prepara y otras sacudidas ulteriores y repetidas terminan, las caidas de las peñas de las costas y sobre todo los cambios de nivel, hundimientos ó levantamientos del suelo.

Hemos visto ya ejemplos de trasportes de objetos ocasionados por los temblores de tierra. En febrero de 1783, estos trasportes consistieron en Calabria en masas enteras de terreno que desprendiéndose de las llanuras vecinas, fueron á precipitarse en el barranco de Terra-

Nuova, interceptando el lecho del rio y siendo causa de que se formaran lagos. Además, dos porciones de terreno en las cuales descansaba una parte de la poblacion de Polistena fueron desprendidas y trasportadas en peso, juntamente con los centenares de casas que en ellas habia, á 800 metros de distancia, al fondo de un barranco que obstruyeron casi enteramente. En muchos puntos del territorio de Calabria, como Soriano, Seminara, Mileto y Cinquefrondi ocurrieron análogas dislocaciones de terrenos.

Los hundimientos ó levantamientos del suelo durante los temblores de tierra son más frecuentes en las cercanías de las costas, así como las caidas ó derrumbamientos de peñas: á lo largo de la costa de Messina se desprendieron enormes masas de los altos peñascos que la ciñen y destruyeron las quintas y jardines que

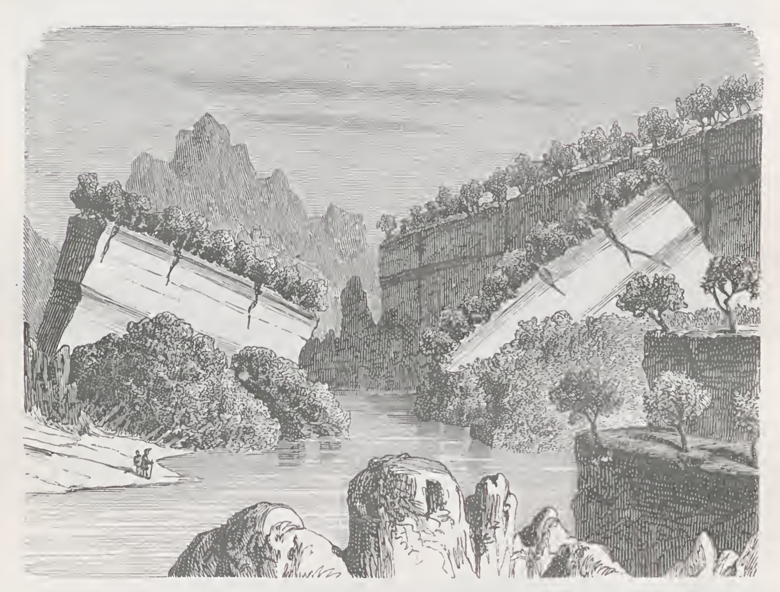


Fig. 174.—Derrumbamientos de tierras en Calabria durante el terremoto de 1783

junto á ellas habia: en Gian Greco sobrevino este derrumbamiento en una longitud de 1,600 metros. Pero uno de los más extraordinarios de cuantos se conocen en la historia de los fenómenos sísmicos es el del muelle de Lisboa, en 1755. En este muelle, que era todo de mármol y recien construido, habia un gentío numeroso que se habia refugiado en él creyendo estar guarecido de la caida de escombros: hundióse de pronto y desapareció debajo de las aguas sin que un solo cadáver volviera á la superficie. Más adelante se echó la sonda en el sitio en que habia estado el muelle, y se vió que habia 100 brazas de profundidad.

En 1692, durante el terremoto que devastó la Jamaica, el puerto de Port-Royal, capital de la isla, se hundió con todos los almacenes que habia en uno de sus lados; despues de la catástrofe se vieron sobre las olas los topes de los mástiles de muchos barcos encallados en el puerto, así como las chimeneas de las casas. Alrededor de la ciudad se hundió en ménos de un minuto despues de la primera sacudida una superficie de terreno de 400 hectáreas, y quedó cubierta por las aguas del mar. El terremoto que destruyó á Lima en 1746 convirtió en golfo una parte de la costa cerca del Callao. Chittagong, ciudad de Bengala, sufrió una fuerte sacudida en abril de 1762; una parte de la costa, cuya superficie se calcula en 155 kilómetros cuadrados, se hundió de pronto y de un modo permanente. El terremoto que en 1751 causó tantos daños en Santo Domingo y destruyó á su capital Puerto Príncipe, produjo en la costa un hundimiento de 20 leguas de longitud; resultando, segun dice Lyell, un golfo que aún existe.

No todos consideran los ejemplos de levantamientos del suelo ocasionados por los terremotos tan ciertos como los hundimientos, aunque las personas eruditas que han estudiado la cuestion mencionan gran número de ellos en sus relatos. Lyell cita muchos casos de levantamientos ocasionados por los temblores de tierra: en 1855, una porcion de terreno de la isla del Norte, en Nueva Zelanda, de unos 12,000 kilómetros cuadrados, tuvo un levantamiento permanente de $0^{m},3$ á $2^{m},7$; los terremotos

de 1751, 1822 y 1835 produjeron en la costa de Chile otros que se conocieron por varias pruebas; por ejemplo la disminucion de profundidad del fondeadero comprobada por muchos marinos; el caso de que ciertos rios ántes navegables hasta 300 metros de su desembocadura se habian hecho vadeables despues del terremoto, y por último el de algunas rocas que, jamás descubiertas en la baja mar, lo quedaron en seguida, sin que ni áun durante la pleamar las cubriese el agua del todo. Segun parece, el levantamiento ocasionado sólo por el terremoto de 1822 tuvo efecto en una extension de más de 200,000 kilómetros cuadrados; ciertos observadores dicen que llegó á su máximum de $1^{m},50$ á $2^{m},10$ á 3,200 metros de la costa, miéntras que en la playa sólo fué de $0^{m},60$ á $1^{m},20$.

El terremoto ocurrido en 1819 en la region del delta Indo conmovió el suelo en una dilatada extension de 250,000 kilómetros cuadrados; el Rann de Kotch, vasta region llana, situada entre el golfo de este nombre y las bocas del Indo, cubierta de una costra salina durante la estacion seca é invadida por las aguas del mar en la de las lluvias, creció entónces considerablemente á causa del hundimiento del suelo cerca de Lakhpat, y el fuerte de Sindri quedó en parte sumergido. En cambio, al norte de la region deprimida se formó por vía de levantamiento una especie de médano de 30 kilómetros de longitud por una anchura de muchos kilómetros (25 en algunos puntos) y de 3 á 6 metros de altura. Los indígenas le dieron el nombre de *Allah-bound* (Dique de Dios), por oposicion á los diques construidos por la mano del hombre en el delta del Indo.

Ciertos geólogos opinan que esta clase de levantamientos, en lugar de tener por causa las sacudidas de los terremotos, es decir, en lugar de ocurrir súbitamente durante el fenómeno, deben de ser levantamientos graduales, insensibles, como los observados en algunas regiones en que no hay nunca temblores de tierra. Los que acabamos de mencionar tienen todos los caracteres de la autenticidad, y además se explican fácilmente por las depresiones mismas que han sobrevenido en otros puntos y por un movimiento de oscilacion de las capas del suelo.

IV

LOS MOVIMIENTOS DEL MAR DURANTE LOS TEMBLORES DE TIERRA. TEMBLORES DE MAR

Para terminar esta descripcion de los efectos mecánicos de las conmociones del suelo, réstanos hablar de los movimientos del mar que son su consecuencia, cuando la region sacudida se extiende hasta debajo del lecho del Océano. Al comunicarse las ondulaciones desde las capas sólidas de la corteza terrestre hasta las masas líquidas que las rodean, dan lugar á la formacion de oleadas inmensas, y en las costas, á hileros de corrientes de una violencia incomparablemente mayor que la de las olas durante los más deshechos temporales. Si las destrucciones causadas por las sacudidas directas del suelo son ya de sí considerables, las que ocasionan las retiradas y los regresos sucesivos del mar en las costas son infinitamente más grandes. Nada de todo cuanto es alcanzado por la masa líquida desencadenada se libra de la ruina, del aniquilamiento, de la muerte. Dejemos hablar á los hechos y citemos algunos de los más notables.

El ejemplo más antiguo de sumersion de las costas por el mar, á consecuencia de un terremoto, es el de las ciudades griegas de Helice y de Bura, en el cuarto siglo ántes de nuestra era; una oleada inmensa destruyó ambas ciudades. En 1538, las sacudidas que precedieron á la formacion del Monte Nuovo produjeron la retirada del mar, y la playa de la bahía de Baia quedó en seco en una anchura de 200 pasos lo ménos. En 1690, durante el terremoto de Pisa, el mar empezó por retirarse á 15 kilómetros de la costa, y tres horas despues volvió en forma de enorme oleada. En 1699 ocurrió el mismo fenómeno en la costa de Catania, en donde la retirada de la masa líquida que siguió á la sacudida fué de 4 kilómetros. Pero en ninguna parte fué este movimiento de las aguas del Océano tan considerable ni tan terrible en sus efectos como cuando los terremotos de Lisboa en 1755, de Calabria en 1783, de las costas del Perú en 1868 y por último de Java en 1883. Entremos en algunos detalles acerca de este punto.

Algunos minutos despues de la sacudida que sepultó 60,000 personas bajo las ruinas de la opulenta capital de Lisboa, las aguas del mar,

que se habian retirado al principio, volvieron en seguida precipitándose sobre la costa y traspasando más de 15 metros su nivel medio. Aquella enorme oleada se propagó á distancias considerables, barriendo primero las costas de Portugal y de España (en Cádiz llegó á 18 metros de altura), las de Africa, y dos horas y media despues de su aparicion en Lisboa llegó á la isla de Madera. Allí traspasó $4^{m},50$ el nivel de las mayores mareas, y asoló la ciudad de Funchal y muchos puertos de la isla. La onda se sintió en Irlanda y hasta en las orillas opuestas del Atlántico; y en las pequeñas Antillas, en donde las oscilaciones de la marea no suelen pasar de 75 centímetros, la oleada, negra como tinta, se elevó á más de 7 metros de altura. En su punto de partida, en Lisboa, fué donde causó los mayores estragos. Los barcos anclados en el puerto chocaron unos con otros ó se estrellaron contra la playa, quedando rotos y destrozados.

El movimiento del mar ocasionado por las sacudidas de febrero de 1783 inundó la costa inmediata á Messina. Tomamos de Lyell el relato del siguiente episodio de la catástrofe que causó tantas ruinas. Tuvo por teatro el punto de la costa inmediato á la famosa roca de Scila. «El príncipe de Scila habia inducido á gran número de sus vasallos á refugiarse en sus barcas de pesca, y él tambien pasó á bordo. En la noche del 5 de febrero, y miéntras dormian algunos de los que se hallaban en dichas barcas y otros descansaban tambien en un arenal ligeramente elevado sobre el mar, la tierra tembló y de pronto una masa enorme se desprendió de la montaña vecina de Jaci y cayó sobre la llanura con atronador estruendo. Inmediatamente despues, el mar se elevó más de 6 metros sobre el nivel de aquella tierra baja, se precipitó espumoso en ella, y arrastró á cuantas personas allí habia. En seguida se retiró, mas para volver con terrible violencia, trayendo consigo algunas de las personas y de los animales que habia arrastrado. Al mismo tiempo todos los barcos se fueron á pique ó se estrellaron contra la costa, habiendo ido á parar muchos de ellos á gran distancia en el interior de las tierras; el anciano príncipe y 1,450 súbditos suyos perecieron entónces.»

La explosion del volcan de Temboro en 1815, de la cual hemos hablado ya, causó en la isla de Sumbawa estragos considerablemente agravados por las sacudidas que la acompañaron y por el hilero de corrientes que fué su consecuencia, El mar se elevó en las costas de Sumbawa y de las islas adyacentes y una enorme oleada inundó la ciudad de Temboro, penetrando de tal modo en la costa que quedaron $5^{m},50$ de agua en los sitios que ántes estaban descubiertos. Al referir Lyell este caso, añade que la depresion del suelo fué visible. En 1861 hubo en la parte meridional de Sumatra un terremoto que, entre otros fenómenos, presentó el de un levantamiento del mar, cuyos efectos destructores relata en los siguientes términos un testigo de la catástrofe: «Toda la costa de Achem ha sido asolada por la repentina invasion del mar que, penetrando en el interior de las tierras, ha derribado casas y árboles y destruido las cosechas, arrastrando consigo al retirarse un gran número de habitantes. Elevado en las islas Batoa á gran altura por una fuerza irresistible, se ha precipitado tierra adentro, aniquilando cuanto á su paso se encontraba, y retirándose en seguida con la misma rapidez, ha arrebatado setecientos indígenas de una sola isla, dejando tras sí un suelo espantosamente arrasado donde en vano busca la vista un vestigio de la lozana vegetacion de que pocas horas ántes estaba cubierto.»

Las retiradas y levantamientos del mar han sido casos frecuentes en la costa occidental de la América del Sur, en esa region de la vertiente de los Andes que se extiende desde Chile hasta el istmo de Panamá, y donde tantas veces ocurren violentas y casi continuas sacudidas sísmicas. Pues bien, de todos los daños causados por el terrible fenómeno, los más desastrosos proceden de la invasion de las aguas del Océano. Las casas, generalmente bajas y construidas teniendo en cuenta la resistencia que deben oponer á las conmociones del suelo, causan pocas víctimas relativamente cuando se derrumban; pero todas las ciudades situadas en la costa padecen muchísimo á consecuencia de los efectos de las enormes oleadas que las sumergen en los grandes terremotos, y que arrastran consigo lo que no han roto ó destruido, ahogando á los hombres y á los animales á los que no dan tiempo para huir del estrago. Así

fué destruido el Callao en 1724, arrasado por una oleada de 27 metros de altura. Estos mismos hileros de corrientes causaron la ruina de tantas poblaciones del Ecuador, Perú y Chile cuando los terribles terremotos del mes de agosto de 1868. Un testigo ocular del desastre que sufrió el puerto de Arica da cuenta de él en los siguientes términos: «Apénas llegué á los arrabales de la ciudad (pasando por entre las ruinas de las primeras sacudidas) cuando, volviendo la cabeza, ví todos los barcos de la bahía arrastrados irresistiblemente mar adentro con una velocidad aparente de seis millas por hora. A los pocos minutos, el mar se detuvo en su retirada, y entónces se levantó una ola inmensa, que tendria quizás 50 piés de altura, la cual, desplomándose con todo su peso con formidable bramido, lo barrió todo ante su terrible majestad: cuantos buques habia á flote quedaron envueltos entre sus pliegues, dando vueltas circulares y precipitándose hácia una ruina inevitable. Aquel torrente poderoso como una tromba redujo el muelle á átomos, y mis oficinas y los edificios de la aduana y cuanto habia en la calle, anegados cual espumosa esclusa, quedaron sepultados en un segundo bajo tan tremenda inundacion... Con la vista fija en el mar, contemplé la terminacion del desastre. Todos los barcos habian encallado ó quedado con la quilla al aire.»

Todos los puertos del Pacífico sufrieron la suerte de Arica. Una inmensa oleada arrasó enteramente á Iquique. En Caracas, toda la poblacion pereció, aplastada ó devorada por las aguas. Los barcos que estaban anclados en la bahía fueron á parar á dos millas de la playa. En Tambo, quinientas personas, atendiendo á las exhortaciones de un sacerdote español que esperaba calmar la furia del mar con sus oraciones, organizaron una procesion en la playa, pero un espantoso hilero de corrientes se las tragó á todas.

Las oleadas producidas por el terremoto de agosto de 1868 se propagaron á remotísima distancia. Un hilero de corrientes cuya causa no se podia adivinar devastó la Nueva Zelanda así como las islas de Chatam: tres grandes oleadas destruyeron todas las viviendas de la costa de estas islas. Las oscilaciones del mar se notaron hasta en Australia, donde el agua subió y bajó muchas en el puerto de Sydney.

La erupcion del Krakatoa, que tan terribles estragos ha causado en las regiones inmediatas al estrecho de la Sonda, fué particularmente notable por las inmensas oleadas que produjo y se propagaron hasta una distancia jamás conocida. Todas las costas bajas del estrecho quedaron sumergidas, y la ciudad de Anjer completamente destruida, debiendo atribuirse principalmente á su accion la muerte de las 35,000 víctimas de esta memorable catástrofe. A decir verdad, estas conmociones del mar, comparables por sus efectos á los de los más violentos terremotos, no deben tener por orígen una causa sísmica. Segun hemos dicho ya, la causa de la oleada más fuerte, que se propagó circularmente alrededor de Krakatoa en todas direcciones, fué probablemente el derrumbamiento del cono volcánico y la irrupcion de las aguas del mar en el vacío formado por este derrumbamiento. De todas maneras, el fenómeno, si está probado, es por esto mismo más interesante, por cuanto demostraria que semejantes hundimientos súbitos del suelo pueden producir efectos enteramente análogos á los de las sacudidas de los terremotos. Además, los de orígen volcánico no difieren probablemente del fenómeno de que acabamos de ocuparnos, sino en que sus sacudidas preceden á la explosion en lugar de ser consecuencia de ella.

Hasta aquí hemos hablado de los temblores de tierra. Mas, aparte de los movimientos del mar que son efecto de las vibraciones del suelo insular ó continental trasmitidas á las aguas oceánicas, debemos considerar tambien los temblores de mar, entendiendo por tales aquellos cuyo orígen subterráneo está debajo del fondo mismo del mar. Hay ejemplos de sacudidas notadas en medio del Océano por varios buques, sin que se haya tenido noticia de conmociones experimentadas en las tierras vecinas á la region donde este fenómeno se ha observado. Pero es probable, segun lo hace notar Fuchs, que la mayor parte de los temblores de mar pasen desapercibidos en razon de la rapidez con que el movimiento se divide y se extingue en el agua. «Si las conmociones parten del lecho mismo del mar, dice Humboldt, y tienen nacimiento en el imperio del gran agitador de la Tierra, de Neptuno, se puede observar, áun en el caso de que no vayan acompañados

de la emersion de alguna isla, como la efímera de Sabrina ó de Julia, un remolino y un henchimiento inusitados de las olas, en los sitios mismos en que el navegante no sentiria ninguna sacudida. Los habitantes incultos del Perú me han llamado muchas veces la atencion hácia esta clase de fenómenos. He visto en el puerto del Callao y junto á la isla de San Lorenzo situada enfrente del puerto, en aquellos sitios tranquilos del Océano Pacífico y en noches cuya calma no perturbaba el viento, he visto, digo, crecer las olas por espacio de algunas horas hasta 10 ó 14 piés de altura. La suposicion de que tal fenómeno fuese consecuencia de una tempestad desencadenada á lo léjos en alta mar no es admisible en estas latitudes.»

Las sacudidas sentidas en el mar por los buques no indican necesariamente que el foco de conmocion sea submarino; pueden ser muchas veces el choque de retroceso de algun temblor de tierra, é indicar solamente que la conmocion se ha propagado hasta las regiones en que se la observa. Así sucedió en los casos siguientes citados por Lyell en su descripcion del terremoto de 1755: «Sintióse el choque en el mar, en la cubierta de un buque, al oeste de Lisboa, y produjo á corta diferencia la misma sensacion que en tierra. El *Nancy* sufrió tan fuerte sacudida enfrente de Sanlúcar, que su capitan se figuró haber encallado; mas al echar la sonda, vió que el agua tenia mucha profundidad. El capitan Clark, procedente de Denia, sintió á los 36° 24′ de latitud Norte y entre nueve y diez de la mañana, que su barco sufria un choque como si hubiera tropezado con una roca; la sacudida fué tan fuerte que las escotillas se abrieron y la brújula cayó derribada en la bitácora. Otro buque experimentó tan violenta conmocion á 40 leguas al Oeste del cabo de San Vicente, que los hombres que estaban sobre cubierta saltaron á medio metro de altura.»

Hay que observar sin embargo que la violencia de las sacudidas sentidas por estos cuatro buques no se comprenderian si se tratara simplemente del paso de la onda marítima ocasionada por el temblor terrestre. Los puntos que ocupaban en el mar han podido pertenecer tambien á la region directamente trastornada. Hé aquí otra observacion hecha el 17 de noviembre de 1865, de la cual no parece dudoso que el foco de la conmocion haya sido submarino y que se trate de un verdadero temblor de mar. El buque *Oriente*, capitan Harris, se encontraba en aquella fecha á los 51° 44′ de latitud Sur y 160° 49′ de longitud Este de Greenwich. El viento era regular y el cielo estaba sereno, cuando el buque sufrió una violenta sacudida como si hubiera rozado con un bajo de poca profundidad. Esta conmocion no duró ménos de dos á tres minutos. Se echó la sonda y como esta indicara gran profundidad, el capitan dedujo que aquel choque habia sido efecto de una erupcion volcánica submarina ó de un temblor de mar (1).

V

LOS MOVIMIENTOS SISMICOS ESTUDIADOS CIENTIFICAMENTE.—MÉTODOS DE OBSERVACION

Los relatos ó descripciones de terremotos, ya se refieran á conmociones de orígen volcánico ó á sacudidas cuya causa es problemática ó indefinida, son muy numerosos. No faltan documentos en los que se enumeran los desastres, las víctimas y cuantos accidentes han marcado el paso, con frecuencia tan rápido, del azote; en cambio escasean las observaciones positivas, científicas, lo cual consiste á la vez en la corta duracion, en lo imprevisto del fenómeno, así como en la impresion que produce en nuestros sentidos y en nuestra imaginacion, en la especie de parálisis que ocasiona en la inteligencia. Humboldt describe en expresivas frases el efecto puramente particular que nos causa un terremoto, áun cuando no vaya acompañado de ningun ruido subterráneo, y si es el primero que presenciamos, este efecto es mucho mayor.

«En mi concepto, dice, la impresion no dimana de que entónces acuden en tropel á nues-

(1) En setiembre de 1869, la fragata *Nereida* sintió una sacudida semejante á la que acabamos de describir. «La impresion causada, dice el alférez de navío Des Essards, es casi igual á la que se siente al chocar con un bajo y continuar navegando sobre él.» El 27 de agosto de 1868, la misma fragata habia encontrado á la altura del cabo de Hornos tal cúmulo de icebergs, indicando un deshielo prematuro de los hielos del polo Sur, que el oficial á quien acabamos de nombrar creyó poder explicar un caso tan anormal suponiendo que el temblor de tierra que acababa de asolar las costas del Perú y Chile, se habia sentido hasta en el polo Sur y que las sacudidas habian sido tambien submarinas.

tra imaginacion las imágenes de las catástrofes cuyo recuerdo nos ha conservado la historia. Lo que nos sobrecoge es que perdemos de pronto nuestra confianza innata en la estabilidad del suelo. Desde la infancia estamos acostumbrados al contraste de la movilidad del agua con la inmovilidad de la tierra; todos los testimonios de nuestros sentidos nos habian confirmado en tal seguridad. Pero llega á temblar el suelo, y este momento basta para destruir la experiencia de toda la vida. Y es que se nos revela de pronto una potencia desconocida; es que vemos de repente que la calma de la naturaleza no era más que una ilusion, y nos sentimos violentamente lanzados en un caos de fuerzas asoladoras. Entónces cada ruido, cada soplo del aire nos sobresalta; entónces desconfiamos sobre todo del suelo que nos sustenta. Los animales, en especial los cerdos y los perros, experimentan esta angustia, y los cocodrilos del Orinoco, por lo comun tan callados como nuestras lagartijas, huyen del lecho agitado del rio y corren rugiendo en direccion de la selva (1).

»Todo temblor de tierra es para el hombre un peligro indefinible, pero siempre y en todas partes amenazador. Es fácil alejarse de un volcan, se puede huir de un torrente de lavas, pero cuando la tierra tiembla, ¿á dónde escapar? Por donde quiera se cree andar sobre un foco de destruccion.»

A no ser que se trate de sacudidas demasiado débiles para causar viva impresion en los testigos de un terremoto, se comprenderá cuán difícil debe ser recoger observaciones bastante claras, bastante precisas para que merced á ellas se puedan resolver las dudas que tal fenómeno suscita. Estas dudas son muchas y de difícil solucion. Considerando las cosas tan sólo desde el punto de vista puramente mecánico, cabe proponerse averiguar cuáles son los elementos del movimiento que constituye la sacudida, cuál el punto de aplicacion de la fuerza en accion, ó si se quiere, cuál es el foco de conmocion, su distancia á la superficie del suelo, en qué sentido y direccion se ha efectuado el movimiento en los puntos de observacion. No es ménos importante contar el número de sacudidas, su intensidad relativa, su duracion individual y la de los intervalos que median entre ellas; apreciar, en vista de los efectos que uno observa en sí mismo ó en los objetos circundantes, la naturaleza de la conmocion, si es un choque ó una serie de choques, una ondulacion, un estremecimiento; medir en fin la rapidez de propagacion de la onda en sus diversos sentidos alrededor del centro de conmocion.

Se han podido abordar y resolver algunos de estos problemas, al ménos aproximadamente, segun lo hemos visto en los capítulos anteriores; por ejemplo, se ha medido la velocidad de propagacion de las ondas sísmicas, comprobado la naturaleza de las sacudidas, su direccion y el sentido de la propagacion del movimiento. Pero áun sobre estos puntos, quedan todavía dudas que no será posible aclarar sino empleando métodos de observacion más rigurosos ó instrumentos anotadores especiales. Entremos en algunos detalles acerca de este punto.

Veamos, por ejemplo, cómo se puede llegar á averiguar el foco ó los focos de conmocion de un terremoto y la profundidad á que se encuentran debajo de la superficie del suelo.

Pongámonos en el caso de la hipótesis más sencilla, en el de una sola sacudida, que asimilaremos á un choque impreso á una capa subterránea, de abajo á arriba y perpendicularmente á su superficie inferior. Supondremos que en todo el espesor de las capas agitadas, la materia que las compone es homógenea y dotada por consiguiente de la misma elasticidad en todos los puntos. El movimiento comunicado en este caso por el choque será de igual naturaleza, de la misma forma que las vibraciones sonoras en un medio sólido. Consistirá en una serie de ondas esféricas que tendrán por centro el foco de conmocion y serán concéntricas entre sí, ondas que se propagarán en el medio sólido homógeneo con velocidad uniforme. Al cabo de cierto tiempo, que dependerá del grado de elasticidad de las capas atravesadas, el movimiento llegará á la superficie del suelo, al punto más

(1) Una nota leida en la Academia de Ciencias por F. de Lesseps acerca de los terremotos ocurridos en el istmo de Panamá en setiembre de 1882 contiene este párrafo: «Una vez más se ha podido observar aquí la impresionabilidad de los animales, con frecuencia advertida en casos análogos. Durante el dia que precedió á la sacudida, los papagayos, que son aquí muy numerosos y vocingleros, se pusieron tristes, ansiosos y callados. Por la noche, los perros lanzaban largos y plañideros aullidos, y los caballos se agitaban inquietos en sus pesebres, como si presintieran un peligro.»

inmediato al foco O de conmocion (fig. 175), es decir, al punto A, situado verticalmente sobre aquel. Imaginando un corte vertical del terreno que pase por estos dos puntos y figurando con círculos equidistantes *m*, *m* las posiciones de la superficie de la onda á espacios de tiempo iguales, es fácil darse cuenta de la propagacion de la conmocion en la superficie del suelo y de sus llegadas sucesivas á los puntos *a*, *b*, *c*..... Los círculos de esta superficie que tienen el punto A por centro comun se llaman *círculos cosísmicos*, porque todos los puntos de cada uno de ellos deben recibir la conmocion en el mismo instante. Pero la intensidad de la sacudida experimentada irá disminuyendo evidentemente á la par de los radios de los círculos ó, lo que es lo mismo, á la vez que sus distancias al foco de conmocion. Por último, las distancias *Aa*, *ab*, *bc*, etc., recorridas por la onda en su movimiento por la superficie del suelo, irán disminuyendo á medida que esta se aleje del punto A, y como están recorridas en

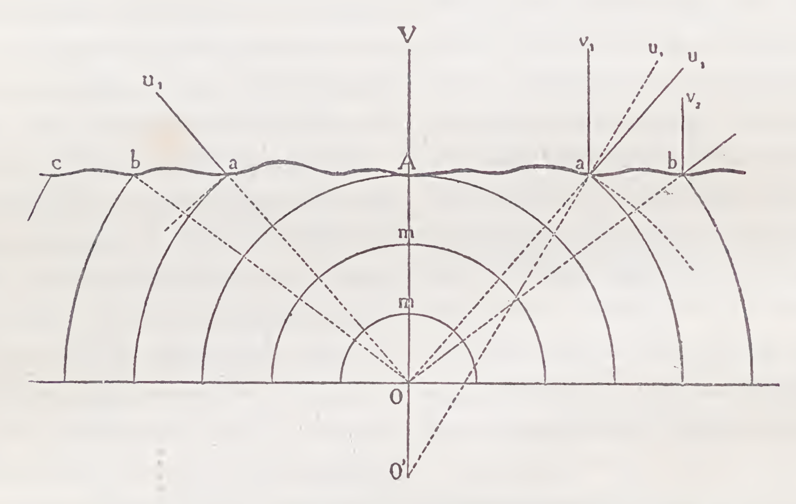


Fig. 175.—Propagacion de las ondas sísmicas. Centro y foco de conmocion

espacios de tiempo iguales, resultan de aquí valores decrecientes para la velocidad de propagacion.

En el centro A y en un corto radio á su alrededor, la direccion del impulso producido por la llegada de la onda á los objetos es la de la vertical; estos objetos sufren la sacudida de abajo á arriba como si hubieran recibido directamente el choque, y por esta razon se da el nombre de *vertical sísmica* á la del centro de conmocion. Mas á medida que la distancia á este centro es mayor, la superficie de la onda forma ángulos cada vez mayores con la superficie del suelo; las normales Oau_1 Obu_2, etc., forman tambien ángulos crecientes con la vertical, y por lo tanto los movimientos de los cuerpos alcanzados por la sacudida deben ser más y más oblicuos, y más y más inmediatos á la horizontal. En un mismo círculo cosísmico, la direccion de las sacudidas estará inclinada por igual sobre el horizonte, y todas sus proyecciones convergerán hácia una misma region de la superficie agitada, hácia el punto A. Por último, si estas sacudidas se ejercen sobre un plano vertical, por ejemplo, sobre la pared de un edificio de modo que produzcan grietas, estas formarán ángulos rectos con la línea de direccion ó con la vertical á la onda sísmica.

Debemos confesar que estas consideraciones generales no son aplicables sino al caso ideal en que nos hemos colocado, pues en realidad serán más ó ménos complicadas segun que las condiciones naturales disten más de la hipótesis. Sin embargo, creemos que bastarán para que se comprenda la posibilidad de resolver varias cuestiones y en especial la que hemos planteado más arriba, ó sea la investigacion del foco de conmocion de un terremoto, con tal que haya sido posible reunir suficiente número de datos.

Supongamos desde luégo que se ha podido anotar con suficiente exactitud la hora á la que ha ocurrido, por ejemplo, la primera sacudida de un terremoto en cierto número de puntos. Todos aquellos en que se haya sentido esta sacudida á la misma hora pertenecerán, á corta diferencia, al mismo círculo ó á la misma curva sísmica. Por consiguiente, si en el mapa de la

region agitada se reunen dichos puntos con una curva continua, las verticales á esta curva convergerán hácia el centro de conmocion ó circunscribirán una region en que está contenido. Así pues, con un número suficiente de datos de esta clase se podrá determinar la posicion de dicho centro, que las más de las veces no es un solo punto, sino una línea, una superficie cuya forma y extension están indicadas aproximadamente por las de las curvas cosísmicas. Este método está sujeto á algunas dificultades en la práctica: una de ellas consiste en la comparacion de las horas de las observaciones, en la reduccion al tiempo medio del lugar, de las indicaciones dadas por relojes de bolsillo ó de pared mal arreglados. Además, es muy difícil saber si la sacudida que se ha sentido en todas partes es la misma, áun cuando es sumamente probable cuando se trata de un terremoto de una sola sacudida, ó cuando el número limitado de sacudidas ha sido el mismo en todas las estaciones, ó en fin cuando se ha tomado nota exacta de todos sus intervalos.

A falta de la hora, se puede encontrar el centro de conmocion, comparando las intensidades de las sacudidas, las cuales se suelen medir por sus efectos. Las ondas parecen propagarse por la superficie de la tierra como si emanaran del punto A de esta superficie. Allí su intensidad llega al máximum y va decreciendo de modo que siempre permanece igual en los diferentes puntos de una misma curva cosísmica. Por consiguiente, si se reunen con una curva continua todos los puntos en que la sacudida experimentada ha sido de igual violencia, se tendrán tantas curvas de esta clase que se podrán combinar series de observaciones semejantes, y se podrá deducir de ellas, como por el método precedente, la posicion, la forma y la extension de la comarca que circunscribe el centro de conmocion. Pero ¿cómo se pueden comparar las intensidades de una misma sacudida en diferentes lugares? A falta de instrumentos especiales á propósito para anotar estas intensidades, se comparan los efectos exteriores de la sacudida. M. Alberto Heim recomienda el método siguiente: se colocan en una misma línea todos los puntos en que las paredes de mampostería han sido derribadas ó grietadas, en otra línea los de los muebles que han ido á parar léjos de su sitio habitual, y por último en otra línea aquellos en que la sacudida se ha percibido sin consecuencias. Tambien se pueden buscar los puntos en que aquella ha presentado los caractéres de una conmocion y los en que se ha notado un movimiento ondulatorio, ó en fin los puntos en que se han sentido una, dos ó tres sacudidas distintas.

Finalmente, se puede averiguar tambien la posicion del centro de conmocion mediante el estudio de las direcciones en que se han efectuado las sacudidas. La caida de los cuerpos situados á bastante altura, como las partes superiores de los edificios, los campanarios de las iglesias, las chimeneas de las casas, basta por lo comun para adquirir datos de dicha direccion, ya ocurra hácia atrás á causa de la inercia del cuerpo, ó ya sea hácia adelante, cosa que, aunque rara, sucede alguna vez. Levantando en muchos sitios diferentes el ángulo de esta direccion con la meridiana del lugar, se podrán trazar en la carta líneas cuya convergencia indicará el centro de conmocion. Pero en todos los casos habrá que examinar con cuidado las condiciones en que se hallaban los objetos en el momento de su caida, pues de lo contrario se podria incurrir en un error. Un caso mencionado por Fuchs demuestra la influencia que ejerce la situacion de los objetos en la direccion de su caida y por tanto en la aparente direccion del movimiento sísmico. Cuando el terremoto que se sintió en Mallorca en 1851, «habia en el parque varias series de fusiles apoyados en las paredes; al principio del terremoto, que se dirigia de Oeste á Este, los fusiles apoyados en la pared oriental del edificio continuaron en pié, al paso que todos los que estaban al oeste quedaron tendidos con regularidad en el suelo, con la boca del cañon mirando al Este. Tambien cayeron los fusiles apoyados en las paredes Norte y Sur, pero con irregularidad, y se amontonaron entrecruzándose en todos sentidos.»

En todo lo que precede, sólo hemos tratado del centro de conmocion, es decir, del punto de la superficie del suelo de donde parecen partir las ondas sísmicas irradiando en todas direcciones. Pero seria más importante determinar el verdadero foco del movimiento, situado verticalmente debajo del primero á profundidad

desconocida. Se puede resolver esta cuestion interesante de varios modos, partiendo siempre de la hipótesis ideal en que nos hemos colocado, salvo el tener que modificar la solucion discutiendo las condiciones reales de los fenómenos observados.

Refiriéndonos á la fig. 175, se ve que la profundidad desconocida del foco de conmocion O es un lado comun á los triángulos rectángulos AO*a*, AO*b*, etc. Los lados A*a*, A*b* son distancias ó longitudes conocidas, si se ha empezado por averiguar la posicion del centro sísmico A. No se conocen las dos hipotenusas O*a*, O*b*; pero en la hipótesis de la velocidad uniforme de la

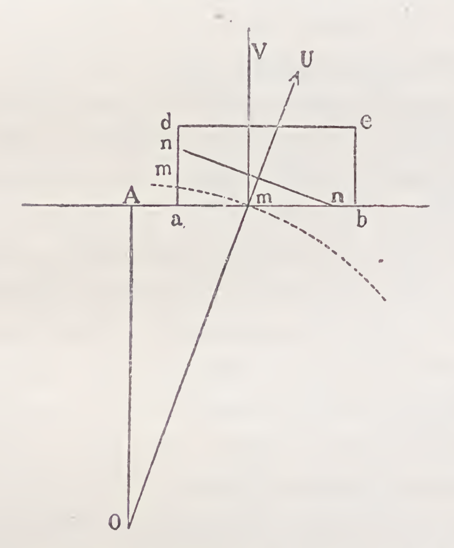


Fig. 176.—Determinacion del foco de conmocion por la direccion de las grietas de una pared vertical

propagacion de las ondas, se conoce su relacion, puesto que se han anotado las horas en que se ha sentido la sacudida en *a* y *b*, y por lo tanto se puede calcular fácilmente la longitud AO por una sencilla ecuacion. Hay otra solucion indicada por Roberto Mallet, la cual requiere que se conozca la verdadera direccion del movimiento ondulatatorio en *a*, es decir, el ángulo formado por la línea O*a* con el horizonte ó con su proyeccion horizontal A*a*. Véase cómo se puede conseguir.

Supongamos que en *m* (fig. 176), lugar en que ha ocurrido la sacudida, hay una pared vertical y rectangular *abed*, situada al paso de la onda, la cual sale siguiendo la direccion *m*U. El choque propenderá á producir grietas como *mm*, *nn*, en ángulo recto con la direccion de emergencia. Conociendo así la inclinacion de OU con el horizonte, es decir, el ángulo de emergencia, por la inclinacion de las grietas mismas, para encontrar la posicion del foco bastará trazar un triángulo rectángulo, uno de cuyos lados A*m* así como un ángulo A*m*O son conocidos, problema gráfico ó trigonométrico de los más sencillos (1).

R. Mallet ha aplicado al terremoto de 1857 el método propuesto por él, y ha deducido que el foco de conmocion no estaba situado en este caso á más de 11,200 á 12,800 metros de profundidad, es decir, á 12 kilómetros. Refiriéndose á esta medida, Lyell añade las consideraciones siguientes, que aún conservan toda su exactitud y oportunidad: «Aunque no se debe considerar esta valuacion más que como una aproximacion rudimentaria de la verdad, ofrece sin embargo gran interés, por cuanto tales investigaciones repetidas podrian dar más adelante resultados positivos, sobre todo cuando se hayan hecho en el momento de la convulsion observaciones relativas al tiempo, á la direccion y á la intensidad de las sacudidas con todo el cuidado que requieren las indagaciones científicas. Esta clase de observaciones exigen el auxilio de instrumentos muy delicados; y el problema, sumamente complicado, lo es mucho más de lo que pudiera suponer el lector en vista de la sencilla explicacion que acabamos de dar. En efecto, haré observar que el choque que produce la vibracion ó la onda de terremoto no engendra un solo movimiento como habíamos supuesto, sino dos, uno longitudinal y otro trasversal. Al principio de las convulsiones, este segundo movimiento sigue casi instantáneamente al primero con el cual forma ángulos rectos; pero como esta última vibracion se propaga algo más despacio que la primera, no llega á la superficie, si la distancia que ha de recorrer es considerable, hasta que trascurre cierto espacio de tiempo, y con frecuencia causa en los edificios daños más graves que la que la ha precedido.

»El detenido dictámen de M. Hopkins demostrará tambien que cuando una ondulacion atraviesa capas de densidad y de elasticidad diferentes, cambia hasta cierto punto, no sólo de velocidad, sino tambien de direccion, encontrándose á la vez refractada y reflejada de un

(1) Se ha supuesto aquí que la pared está situada en el plano vertical que pasa por el centro A. Si así no fuese, no por eso seria más difícil la solucion del problema, aunque este fuera ménos sencillo.

modo análogo al del rayo luminoso que pasa de un medio de cierta densidad á otro de densidad diferente. Cuando la sacudida atraviesa un espesor de muchos kilómetros en la capa terrestre, encuentra necesariamente rocas de gran variedad, así como rocas y fallas que estorban más ó ménos la marcha del movimiento vibratorio. Del propio modo, la fractura de las paredes de un edificio resulta considerablemente modificada por la naturaleza de los materiales que lo componen y por la cohesion mayor ó menor de la argamasa que sirve para unir y cimentar la piedra y los ladrillos. Débese pues tener en cuenta en los cálculos de M. Mallet la incertidumbre de los datos de que disponia cuando trató de estimar la profundidad debajo de la superficie á que habia tenido orígen el choque de 1857; y en cuanto á aquella de que emanaron los movimientos de 1783, nos es mucho más difícil formar la menor conjetura verosímil. Hay sin embargo un principio de interés general que M. Mallet deduce de todos los hechos conocidos hasta el dia relativamente á los temblores de tierra, y que formula así: «Los puntos subterráneos de que parten los choques »jamás están situados á gran profundidad, y su »distancia á la superficie no pasa nunca de treinta millas geográficas (223 kilómetros?);» conclusion muy importante y que desearíamos ver confirmada más adelante por la observacion y por la teoría.»

Los terremotos se propagan en todos los terrenos. Segun lo observa Humboldt, ocurren lo mismo en el granito que en el micasquisto, en la caliza como en la arenisca, en la traquita lo mismo que en la amigdaloide; se han sentido sacudidas en los terrenos de aluvion tan flojos de Holanda, hácia Midleburgo y Flessinga. Sólo que, segun lo han demostrado las cifras anteriormente citadas, la velocidad de propagacion varía entre grandes límites, no con arreglo á la constitucion química de las capas atravesadas por las ondas, sino segun su estructura mecánica y tambien en razon de los accidentes de toda clase que se presentan en el interior de las capas. A veces la onda se interrumpe en un punto para reaparecer más allá, como si algun obstáculo la hubiera forzado á separarse de la superficie para continuar su camino á mayor profundidad. Nótanse especialmente estas interrupciones cuando las ondas sísmicas se propagan á lo largo de una costa, ó siguen la direccion de una cordillera. Acerca de este punto dice el autor del *Cosmos* que dichas interrupciones, puramente locales, de las conmociones trasmitidas por las capas *superiores* tienen quizás alguna analogía con un fenómeno notable ocurrido á principios del siglo actual en las minas de Sajonia: en las de plata de Marienberg notáronse tan violentas sacudidas que los obreros aterrados se apresuraron á subir, pero en la superficie del suelo no se habia sentido nada. Hé aquí ahora un fenómeno opuesto: En noviembre de 1823, los mineros de Falun y de Persberg no notaron sacudida alguna en el momento en que un violento terremoto aterraba á los habitantes de la tierra que tenian sobre sus cabezas. En muchas ocasiones han ocurrido sacudidas, que, notadas en la superficie no han llegado á las capas profundas del suelo. Otro ejemplo: un fuerte terremoto asoló en marzo de 1872 el distrito minero de Lone-Pine al Sudeste de California: desde las dos y media de la madrugada hasta el amanecer se contaron lo ménos 300 sacudidas. La ciudad de Lone-Pine se derrumbó por completo, sin que una sola casa quedara en pié. Pues bien, los obreros que trabajaban en las minas no sintieron ninguna sacudida, ni áun las más violentas. ¿Qué obstáculos se oponen al movimiento de propagacion en tal ó cual sentido, ya sea de abajo á arriba, ó bien de arriba á abajo? ¿Por qué ciertas comarcas que parecian indemnes han llegado á ser el centro de conmociones más ó ménos frecuentes, despues de una sacudida de cierta violencia? ¿Por qué parece agrandarse el área de conmocion de ciertos centros sísmicos (1)? Cuestiones son estas en las que aún reina la mayor oscuridad.

Acerca de este punto, habria que repetir en condiciones variadas los experimentos del género del que emprendió R. Mallet hace veinti-

(1) «Desde la destruccion de Cumaná (4 de setiembre de 1797), y tan sólo desde aquella época, la península de Maniquarez, situada enfrente de las colinas calizas del continente, experimenta todas las sacudidas de la costa meridional en sus capas de micasquisto. Las que desde 1811 á 1813 agitaron casi sin interrupcion el suelo de los valles del Mississippí, del Arkansas y del Ohío, iban extendiéndose hácia el Norte de un modo notable. Parece como si desaparecieran sucesivamente ciertos obstáculos subterráneos, y que una vez libre el camino, el movimiento ondulatorio se propaga tan luégo como se produce.» (*Cosmos*, t. I.)

dos años sobre la velocidad de propagacion de las ondas sísmicas en terrenos de diferentes naturalezas. Habiendo tenido que volar algunas rocas en las canteras de Holyhead, aquel ilustrado ingeniero midió la velocidad con que las sacudidas ocasionadas por millares de kilógramos de pólvora se propagaban en diferentes rocas. Esta velocidad, que era de 250 á 300 metros por segundo en la arena húmeda, y de unos 500 en el granito friable, llegó casi á 600 en el granito compacto. Varió asimismo con la intensidad de la explosion ó con la carga de pólvora, siendo de 450 metros cuando esta carga era de 1,000 kilógramos, y de unos 600 con una carga cinco veces y media menor. En estos experimentos interesantes, la violencia de las vibraciones era enteramente comparable con los efectos de las sacudidas de los terremotos.

VI

APARATOS AVISADORES É INDICADORES DE LOS TERREMOTOS.—SISMÓGRAFOS Ó SISMÓMETROS

Acabamos de ver las dificultades que presenta la observacion científica ó metódica de los fenómenos de los terremotos. Cuando se trata de una sacudida violenta, estas dificultades dependen en gran parte de la imposibilidad casi absoluta en que está el observador de conservar la sangre fria necesaria. Si la sacudida es tan débil que no inspira ningun temor, aunque bastante fuerte para que se la perciba fácilmente, la dificultad desaparece; pero se reproduce en sentido inverso, cuando sólo es cuestion de oscilaciones imperceptibles, de estremecimientos del suelo, que son fáciles de confundir con otras causas de agitacion cuando se les llega á percibir. Compréndese pues que se haya procurado suplir esta insuficiencia con la invencion de procedimientos mecánicos ó de aparatos especiales.

Dase el nombre de *sismómetro* ó *sismógrafo* á todo aparato capaz de dar indicaciones sobre los diferentes elementos de un terremoto, de avisar el momento en que ocurre una sacudida, de anotar la direccion en que se efectúa, de inscribir la hora en que ha comenzado así como la en que ha cesado, y por consiguiente su duracion, de medir si es posible su intensidad, etcétera. Al principio el sismógrafo se redujo simplemente á un vaso lleno de agua cuyo movimiento se examinaba: se espolvoreaba de salvado la superficie del líquido, y cuando por efecto de la más leve sacudida el agua oscilaba en el vaso, dejaba fijas en las paredes y en la direccion de su movimiento partículas de salvado que indicaban, por su posicion misma, la orientacion de la sacudida, y por la altura á que se habian elevado, su intensidad aproximada. Tambien se adoptó un péndulo, compuesto de una pesa terminada en una fina punta metálica y suspendida de un hilo sobre una superficie plana formada de arena muy fina. Estando la punta en contacto con la arena, cuando alguna oscilacion la mueve, traza en su superficie un ligero surco, cuya direccion marca la orientacion de la sacudida.

Estos aparatos tienen un mérito, el de la sencillez; mas, aparte de que las indicaciones son muy efímeras, los datos que proporcionan son sobrado incompletos. Haciendo intervenir un agente de gran sensibilidad, la electricidad, se han discurrido aparatos más exactos, más delicados á la vez que más completos, como el *sismógrafo electro-magnético*, que el profesor Palmieri ha instalado en su precioso observatorio del Vesubio. Veamos de hacer comprender en qué consiste este ingenioso aparato.

El sismógrafo Palmieri se compone de dos partes distintas: la una hace las veces de motor ó de *trasmisor*, y es la que recibe y trasmite los movimientos sísmicos, verticales ú horizontales, choques ú ondulaciones; la segunda, el *anotador*, marca los instantes precisos del principio y del fin del fenómeno, y como es comun á las sacudidas verticales y á las horizontales, vamos á describirle ante todo (1).

---

(1) Los chinos, que parecen haberse adelantado en todo á la civilizacion occidental, para quedarse estacionados en el período de infancia, si no en todo, cuando ménos en lo que atañe á las ciencias, idearon un sismógrafo hará unos diez y siete siglos. Véase lo que acerca de esto dice la Revista inglesa *Natura:* «Este instrumento, inventado el año 136 de nuestra era por un tal Chioko, se compone de una esfera hueca que lleva encima un gollete, y que por su forma se parece á una botella de vino. Exteriormente está adornada de caracteres antiguos y de figuras de animales. Por dentro pasa una varilla puesta de modo que puede moverse en ocho direcciones diferentes. En el contorno exterior hay ocho cabezas de dragon que contienen una bola cada una, y debajo una rana con la boca abierta. Cuando sobreviene una sacudida de terremoto, la varilla cae en una de las ocho direcciones y expulsa la bola que se mete en la boca de la rana correspondiente. Así se puede averiguar la orientacion de la sacudida. Es el mismo principio que el de nuestros recientes sismómetros, y no se debe olvidar que los chinos establecieron una oficina sismológica provista de estos aparatos

Comprende dos relojes distintos, y los dos marcan, además de los dias del mes, las horas, minutos y segundos. Uno de ambos está siempre en marcha, y sirve para indicar, parándose, el principio del temblor de tierra. En el momento de ocurrir la sacudida, la armadura de un electroiman que está en relacion con el aparato trasmisor, pone en movimiento un brazo de palanca que cae sobre el péndulo del reloj y le detiene, resonando al propio tiempo un timbre que avisa de este modo al observador. Al detenerse el primer reloj pone el segundo en marcha en virtud de un movimiento de escape; y en seguida se desenrolla una cinta de papel con la velocidad de un centímetro por segundo, pasando por delante de las puntas de dos lápices de diferentes colores. Uno de estos lápices está fijo en la armadura de un electroiman enlazado con el mecanismo del trasmisor que marca las sacudidas verticales; el otro marca las horizontales ú ondulatorias. Segun que ocurra uno ú otro de estos movimientos sísmicos, una corriente anima el electroiman que le corresponde; entónces su armadura hace que el lápiz se apoye en la cinta de papel, donde deja señalado un trazo cuya longitud es proporcional á la duracion de la sacudida. Segun que el trazo señalado sea encarnado ó negro, por ejemplo, sábese cuál ha sido la clase de conmocion ocurrida; su longitud marca en centímetros el número de segundos de su duracion; los puntos en que se han detenido las agujas del primer reloj indican la hora exacta en que ha empezado el terremoto. Además, como el segundo reloj continúa su marcha despues de la primera sacudida durante un espacio de tiempo suficientemente largo, verbigracia, una hora, la tira de papel sigue desenrollándose, dispuesta á anotar los trazos que uno ú otro lápiz deje en ella, á cada nueva sacudida, si es que ocurren.

Réstanos describir los aparatos motores ó avisadores, y el modo cómo reciben y trasmiten los movimientos sísmicos.

El encargado de la indicacion de los movimientos verticales, se compone de una hélice metálica, de alambre de laton por ejemplo, suspendida de la punta de un muelle. Esta hélice lleva en su extremo inferior un cono de cobre ó de platino cuya punta llega, pero sin tocarla (1), á la superficie de un baño de mercurio contenido en una pequeña cubeta de hierro. Apénas sobreviene una sacudida vertical, la superficie del mercurio y el punto de suspension de la hélice se levantan ó bajan á la par, y la distancia de la punta del cono al mercurio subsistiria invariable, si el péndulo fuese rígido; mas como la elasticidad del muelle y de la hélice hace que esta oscile, la punta de platino se pone en contacto con el metal líquido. Este contacto cierra el circuito de una pila que anima al electroiman correspondiente, y ocasiona los movimientos que ántes hemos descrito al hablar del anotador del sismógrafo.

Para indicar y anotar las sacudidas horizontales, se hace uso de un sistema de cuatro tubos de vidrio encorvados en U, que contienen mercurio, y están situados con independencia unos de otros en los cuatro planos principales de orientacion: Norte-Sur, Este-Oeste, Noroeste-Sudeste y Nordeste-Sudoeste. Cualquier movimiento ondulatorio que ocurra en una ú otra de estas direcciones, producirá una oscilacion del mercurio en el tubo correspondiente. En uno de los brazos verticales del tubo, un alambre de hierro penetra en el mercurio, y en el otro está colocado el extremo de un alambre de platino á muy corta distancia de la superficie del líquido, de suerte que la más leve oscilacion produce el contacto del mercurio y del platino. Este contacto cierra el circuito de la pila; la corriente atrae al electroiman que, como hemos visto, pára uno de los relojes, pone en marcha al otro y hace trazar al lápiz negro el trazo que indica que ha habido una sacudida sísmica horizontal. Falta sólo marcar la direccion, lo cual se consigue con un mecanismo muy sencillo, análogo al del barómetro de cuadrante. En el mercurio del tubo hay un pequeño flotador de marfil, cuyo hilo de suspension está enrollado en una polea en el cen-

hace mil ochocientos años, en una época en que no se conocia la América y en que la mitad de la Europa actual se hallaba en estado salvaje.»

Es muy cierto, pero tambien hace mil ochocientos años que los chinos no han hecho adelantar un paso al asunto, del propio modo que, siendo inventores de la brújula, no han pasado, en cuestion de magnetismo terrestre, de sus carros indicadores del Sur.

(1) Para hacer constante esta reducida distancia (1 á 2 milímetros), el profesor Palmieri ha adoptado un sistema de compensacion á propósito para anular los efectos de la temperatura, sistema discurrido por M. du Moncel para su regulador electro-solar.

tro de la cual va fija la aguja de un cuadrante. Un contrapeso más pesado que el flotador impide que la aguja vuelva al cero de la graduacion del cuadrante cuando alguna sacudida la ha desviado de él. En vista de la amplitud del arco recorrido por la aguja se puede hasta cierto punto apreciar la amplitud ó la intensidad de la oscilacion. La direccion de la ondulacion no siempre tiene efecto en uno de los cuatro azimuts en que están situados los tubos del aparato; pero si es intermedia á dos de ellos, claro está que los afectará á uno y otro simultáneamente, aunque de una manera ménos marcada. En este caso, las agujas de los dos cuadrantes se desviarán al mismo tiempo y se sabrá en qué ángulo ha ocurrido la ondulacion.

El sismógrafo de Palmieri funciona desde 1856 en el Observatorio del Vesubio, donde anota las más leves trepidaciones del suelo del célebre volcan, con tanta frecuencia agitado. En la Universidad de Nápoles hay instalado otro sismógrafo. Aunque ambos aparatos están situados á tan corta distancia, no siempre dan las mismas indicaciones, segun se desprende de las siguientes líneas escritas por el ilustrado director del Observatorio del Vesubio:

«Las indicaciones del sismógrafo preceden en algunos dias á las sacudidas remotas, y cuando estas sobrevienen, casi siempre se queda tranquilo; habiendo sucedido muchas veces que se han propagado hasta Nápoles las sacudidas ocurridas en la Basilicata ó en Calabria de modo que no tan sólo las marcara el sismógrafo de la Universidad sino que se sintieran en todas partes, sin que en el sismógrafo del Vesubio influyeran absolutamente nada. Muchas personas han creido que las grandes y numerosas cavidades subterráneas tenian la propiedad de debilitar las sacudidas, y se cuenta que Pozzuoli ha tomado su nombre de los muchos pozos que allí se abrieron en otro tiempo como preservativo de los terremotos; ¿acaso será esta la razon de que el Vesubio, tan sujeto á sufrir los efectos del fuego que encierra en su seno, es muy poco á propósito para trasmitir las sacudidas procedentes de un centro remoto?»

El Sr. Malvasia de Boloña ha ideado un sismógrafo avisador que anuncia las sacudidas con la caida de una bola metálica que penetra en un tubo, y luégo baja el gatillo de un arma de fuego ó bien detiene el movimiento de un péndulo. Esta bola está mantenida en equilibrio inestable, sobre la punta que lleva la cúspide de un casquete hemisférico de ocho canales, orientadas con arreglo á los puntos cardinales. Cuando ocurre una sacudida en el sentido de una de estas ocho direcciones, se rompe el equilibrio; la bola que estaba sujeta ligeramente por la punta de un cono suspendido sobre ella, se escapa, sigue la canal correspondiente y cae en un plano inclinado para ir á parar al punto más bajo en la abertura del tubo de que acabamos de hablar. Como se ve, hay cierta analogía entre este sismógrafo y el que habian inventado los chinos del siglo segundo.

Otro sabio italiano, el señor Mansini, ha inventado un avisador sismográfico, en el que tambien se marcan las sacudidas con la caida de una bola, pero sólo las verticales.

Describiremos por último el sismógrafo que funciona en el Observatorio meteorológico de Velletri y en otras muchas ciudades de Italia. Ha sido inventado por el distinguido director de este observatorio, J. Galli. Hé aquí en pocas palabras el principio y el mecanismo de este sismógrafo.

Las sacudidas sísmicas verticales quedan marcadas en él por el intermedio de una hélice suspendida de un muelle y terminada en una pesa, como en el aparato Palmieri; las oscilaciones de la hélice se trasmiten por una palanca articulada muy ligera, á una delgada aguja suspendida á su vez, por un cabello, del extremo de la palanca. Cuando una sacudida pone la aguja en movimiento, la punta de esta traza en una hoja de papel dada de negro líneas blancas cuyas dimensiones son proporcionales á la amplitud de las oscilaciones ó á la intensidad de la conmocion.

Las ondulaciones en sentido horizontal comunican su movimiento á unas largas varillas verticales que pueden oscilar en todos los azimuts. Dos de estas varillas están fijas en unas copitas de piedra dura que descansan en los remates de unas columnas puestas sobre una peana. Dos anillas metálicas de algun peso, sujetas á cada copita con tiras de laton, mantienen las varillas en posicion vertical, miéntras la peana que las soporta está en reposo, mas

estas anillas hacen las veces de péndulos cónicos y oscilan tan luégo como una sacudida les hace perder su equilibrio, siendo el plano de sus oscilaciones paralelo al del movimiento ondulatorio sísmico. Las dos varillas oscilan tambien y sus extremos trazan curvas semejantes á las que describe un punto cualquiera de cada anilla, pero amplificadas en razon de la longitud de cada varilla comparada con la distancia del plano de cada anilla á su punto de suspension ó al remate de la columna que la sostiene. Falta ver cómo se anotan estos movimientos de oscilacion.

Con este objeto, una de las varillas lleva en su extremo superior un marco muy ligero cubierto de una hoja de papel dada de negro de humo. El plano de este papel se mueve como la varilla, y quedan marcados en él los trazos hechos por un estilete fijo á una palanca sostenida por una columna metálica y cuya punta se pone á beneplácito en contacto con la hoja de papel. Las curvas trazadas por el estilete en el papel ennegrecido indican hasta los menores cambios de direccion y de intensidad de las corrientes sísmicas, viniendo á ser un testimonio de ellas trazado por un agente inconsciente, pero que no puede fallar. En la fig. 177 reproducimos un testimonio de este género. Las curvas, por tan extraordinaria y complicada manera entrecruzadas, son las que trazó el sismógrafo en el observatorio de Manila, á las 12 y 40 minutos del 18 de julio de 1880, durante los 70 segundos que se sintieron las sacudidas que tantos estragos causaron en la misma Manila en aquel dia nefasto (1).

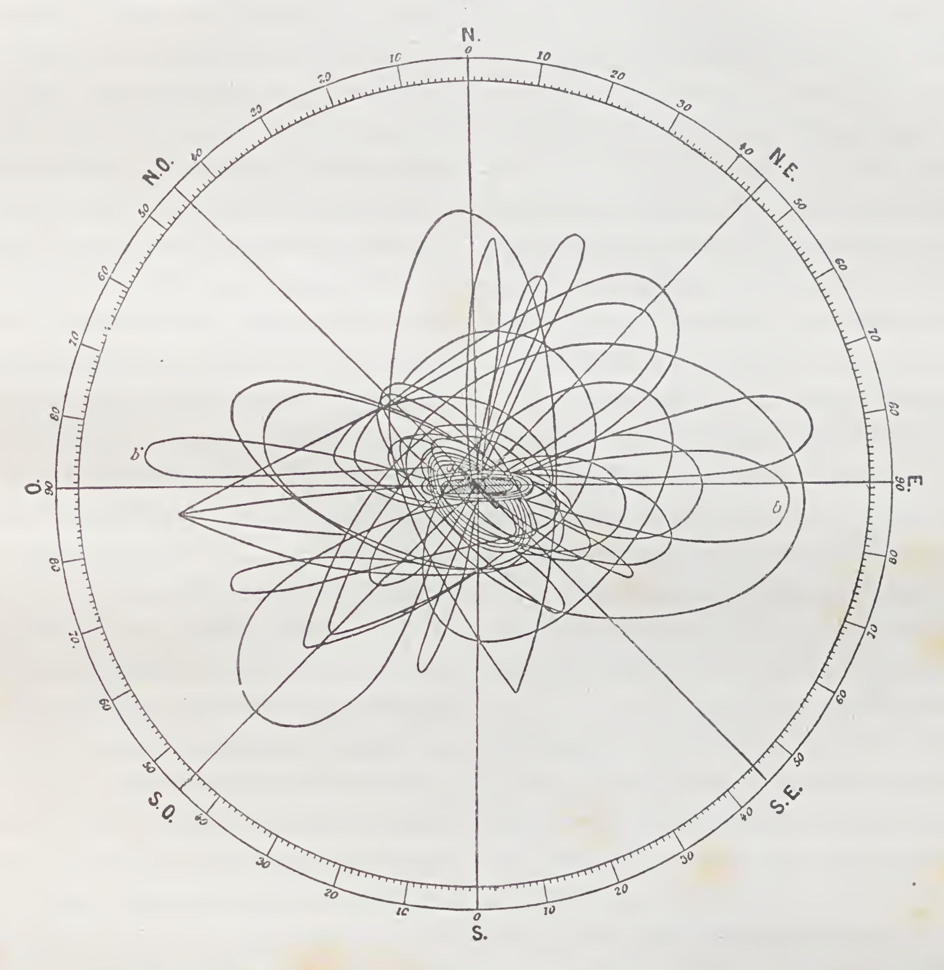


Fig. 177.—Curvas del sismógrafo del Observatorio de Manila, trazadas el 18 de julio de 1880, durante el terremoto de las islas Filipinas

La segunda varilla vertical lleva un espejito convexo de plata bruñida, en el que se puede observar con un anteojo el punto luminoso que refleja, punto que permanece en reposo miéntras no ocurre ningun movimiento, pero que oscila tan luégo como la más leve conmocion agita la varilla. Hay una tercera varilla, metálica y flexi-

(1) El temblor de tierra que en aquella época asoló las islas Filipinas duró nada ménos que siete dias, desde la noche del 14 al 15 de julio hasta el 22. La sacudida más fuerte, que es la representada en nuestro diagrama, fué la del dia 18.

ble, fija á la peana de mármol y que no oscila sino en virtud de la elasticidad de flexion, de suerte que su extremo permanece siempre rigorosamente en el plano de las ondas sísmicas, y por consiguiente, es más propia que las dos primeras para marcar la verdadera direccion de las sacudidas. Lleva asimismo un ligero cuadro ennegrecido, que sigue todos sus movimientos, y en el cual se apoya la punta flexible de un estilo fijo, el cual traza en la superficie del papel curvas que representan en todas sus fases los movimientos sísmicos, en direccion y en intensidad.

En la peana del sismógrafo está instalado un reloj, cuyo péndulo lo detiene un brazo de palanca que actúa en el preciso momento en que comienza un terremoto; y de este modo se sabe la hora exacta en que ocurre el fenómeno. La caida de un cono metálico que descansa por su base menor en un disco horizontal es la que produce el movimiento del brazo de palanca en cuestion; además el cono cae en una anilla que lleva en su circunferencia las divisiones de la rosa de vientos, y queda descansando en la anilla en una direccion que es la misma de la sacudida sísmica, indicando así el punto del horizonte de donde llega la onda.

El sismómetro que acabamos de describir funciona perfectamente, segun se asegura, y marca las más leves ondulaciones. Sus reducidas dimensiones, que permiten colocarle bajo un fanal de 60 á 70 centímetros de altura, al abrigo de los movimientos del aire, hacen muy cómodo su uso.

En estos últimos veinte años se dedican los observadores sobre todo á tomar nota de las más débiles trepidaciones del suelo, de las que, pasando desapercibidas del público á causa de su misma tenuidad y de que no producen ninguna perturbacion aparente, ni accidente alguno sensible, han recibido el nombre de *microsísmicas*. Estas observaciones son más numerosas en Italia que en otra parte, por la sencilla razon de que el suelo de la península está agitado con más frecuencia. Tan sólo en el año 1873, el P. Bertelli ha hecho 5,500 observaciones «en péndulos suspendidos libremente y observados en muchos azimuts con microscopios fijos.» Al comunicar M. Abbadie á la Academia de Ciencias los resultados de estas observaciones hechas en Florencia, recuerda las que él mismo emprendió anteriormente con el propio objeto, «por medio, dice, de una especie de péndulo óptico, es decir, de la reflexion de un punto fijo en una cubeta de mercurio situada á 10 metros más abajo. Reflejada desde allí un tanto fuera de la vertical, observábase la imágen de este punto en distancia y en azimut con un microscopio provisto de un micrómetro.» Este último método no está sujeto á las objeciones que se han hecho contra el uso de péndulos microsísmicos; pero lo que prueba que las observaciones del P. Bertelli no pueden atribuirse á la accion de las corrientes de aire ni de los movimientos térmicos, es su concordancia ó simultaneidad con las que por su parte hacian los señores Malvasia en Bolonia y Rossi en Roma. Este último observaba péndulos suspendidos en las grutas de Rocca di Papa en condiciones excepcionales de tranquilidad y estabilidad: el 14 de enero notó allí oscilaciones del péndulo tan fuertes que se percibian á la simple vista, y precisamente á la misma hora se observaban otras iguales en Florencia y en Bolonia.

Este mismo Rossi ha creido posible aplicar el micrófono á los estudios sísmicos. «Todo el mundo conoce, dice, el ruido subterráneo (*rombo*) que acompaña y que á veces precede á los temblores de tierra: con mucha frecuencia se está oyendo este ruido sin notar ninguna sacudida; pues así como tenemos terremotos microscópicos, es muy fundado suponer que tambien haya ruidos microfónicos. Y en efecto, podria citar casos en que se ha observado este ruido microfónico en condiciones excepcionales. He hecho ya mencion del efecto notado en Lima cuando el célebre terremoto de 1824, en ocasion en que hallándose Vidaura prisionero en una cueva silenciosa, pudo observar tres dias seguidos leves fragores subterráneos. Estos ruidos le hicieron comprender que eran precursores de un gran terremoto, que anunció á todo el mundo y que produjo terribles desastres, como es sabido.

» El *micrófono* podria hacer que apreciásemos muy bien los *microrombi*, y quizás logremos descubrir que jamás ha habido temblor de tierra sin ruido preliminar, y que este ruido, hecho perceptible merced al micrófono, podia ser un avisador del terremoto ántes que estallase.» El

señor Semmola ha puesto en práctica, aunque sin resultado, el método indicado por Rossi para la observacion de las sacudidas del Vesubio (1).

Para terminar esta sucinta enumeracion de los aparatos adecuados á anotar los movimientos de la corteza terrestre, citaremos tambien la especie de mecanismo adoptado por M. Bouquet de la Grye en la isla Campbell. Los movimientos aparentes de la pesa de un largo péndulo se hacian perceptibles por su multiplicacion mediante una palanca muy ligera, de brazos muy desiguales. El brazo menor recibia directamente la accion de la pesa del péndulo, miéntras que el mayor, terminado en una punta muy fina, podia recorrer una placa cuadriculada en milímetros y dada de negro. Merced á otro mecanismo singular se podian anotar eléctricamente, de 10 en 10 segundos, los movimientos del péndulo.

Finalmente, Lallemand y Chesneau han discurrido, para la anotacion continua de los movimientos del péndulo, un método que exime á los resultados de los pequeños errores procedentes de las frotaciones. Como pesa del péndulo han puesto una lente convergente, atravesada por un haz luminoso emanado de un punto fijo con relacion al péndulo y cuya imágen conjugada, dada por la lente, se reproduce en un papel fotográfico. La línea recta trazada desde el centro óptico de la lente hasta el punto luminoso hace las veces del multiplicador del aparato de Bouquet de la Grye; el movimiento aparente de la lente resulta multiplicado en la relacion de las distancias de la imágen y del punto luminoso á la misma lente; por consiguiente, la multiplicacion puede ser tan grande como se quiera. Dichos ingenieros han estudiado la realizacion práctica de este método y la instalacion en pozos de mina de largos péndulos basados en este principio; y como el aparato anotador así como el foco luminoso se colocan fuera del pozo, se evita toda molestia á la vez que todo riesgo en el manejo de los aparatos.

VII

LEYES DE LOS TERREMOTOS: SUS RELACIONES CON LOS FENÓMENOS CÓSMICOS, METEOROLÓGICOS, ETC.

¿Cuál ó cuáles son las causas de los terremotos? Antes de exponer las hipótesis que se han hecho acerca de este asunto, conviene dilucidar si entre los fenómenos sísmicos y los demás fenómenos naturales median relaciones constantes, si hay leyes de las cuales se pueda inferir alguna conexion de causa á efecto y deducir una teoría de los terremotos.

Como se trata de manifestaciones que parten de la corteza terrestre, lo propio que los fenómenos eruptivos, se ha debido naturalmente considerar que los temblores de tierra dimanan de la misma causa física ó mecánica que la actividad volcánica de la cual son los obligados acompañantes, á menudo los precursores y á veces los efectos. Y en realidad, ya dejamos consignado que las más de las veces una erupcion volcánica va precedida de sacudimientos del suelo en las cercanías de los cráteres y que la explosion misma se suele sentir á grandes distancias del punto en que ocurre, en forma de vibraciones del suelo ó de ondas marítimas.

A veces se notan las conmociones precursoras de las erupciones volcánicas mucho tiempo ántes de la explosion, y así sucedió cuando la primera gran erupcion histórica del Vesubio, en el año 79 de nuestra era. Hemos visto ya que diez y seis años ántes, unas violentas sacudidas arruinaron las ciudades circunvecinas de Herculano y Pompeya, y que despues se mitigaron para comenzar de nuevo, al principio débiles, pero terribles la víspera de la catástrofe final. La formidable erupcion del 16 de diciembre de 1631 se anunció tambien, primeramente por algunas sacudidas leves en las inmediaciones del volcan, y luégo por conmociones cada vez más fuertes hasta la noche del 16. Las sacudidas duraron hasta la tarde para irse debilitando progresivamente hasta el mes de marzo

---

(1) Posteriormente, las observaciones de Rossi en el Lacio, de Palmieri en el Vesubio y de Malvasia en Bolonia han conseguido patentizar los ruidos microfónicos que acompañan á las más leves oscilaciones del suelo. «Tan pronto son estremecimientos (*fremeti*), como explosiones (*scoppi*). Estas resuenan aisladas unas veces, y otras tan seguidas como fuego graneado. A veces los ruidos son de un sonido metálico como el de las campanas; otras profundos y casi ahogados (*cupi*). Se ha observado además que el sismógrafo marcaba sacudidas irregulares cuando los ruidos parecian descargas de fusilería, al paso que indicaba sacudidas ondulatorias cuando habia estremecimientos. Por lo demás, estos ruidos y estas sacudidas microscópicas son más frecuentes y tienen una extension perimétrica mucho mayor en los dias que preceden á las grandes sacudidas, hasta el punto de que, algunas horas ántes de estas, parecen ligeros terremotos.» (*Estudio sobre los temblores de tierra*, por el profesor Cordenons, de Padua).

de 1632. La erupcion que dió orígen al Jorullo fué precedida de tres meses de sacudidas continuas acompañadas de ruidos subterráneos parecidos á truenos. Por el contrario, en otros casos los terremotos aguardan para estallar el instante mismo de la explosion. Cuando en 8 de octubre de 1822, el volcan de Java, el Gelungung, salió de su letargo con una terrible erupcion de barro y agua hirviendo, ninguna sacudida prévia habia anunciado el suceso; «mas por la tarde, en el momento en que salió del cráter una columna de humo negro, sintiéronse violentas sacudidas al mismo tiempo que un estampido subterráneo, nacido en el volcan. Las oscilaciones del suelo eran tan fuertes, que muchos habitantes cayeron derribados confusamente. Cuando la erupcion cesó de pronto al rayar el dia, los temblores de tierra cesaron tambien, siguiendo un período de reposo que duró cuatro dias, hasta el momento en que en la tarde del 12 de octubre empezó de nuevo la erupcion acompañada de formidables oscilaciones.» Por último, otras veces el terremoto es posterior á la erupcion volcánica, como sucedió en el Japon en 1822. El volcan Sheramino, que entró en erupcion el 8 de agosto, no ejerció reaccion alguna hasta el 18, ó sea diez dias despues, en el suelo de las comarcas vecinas, puesto que entónces se sintió una fuerte sacudida sísmica en Yokohama y en Tokio. Fácil nos seria multiplicar estos ejemplos.

Por lo demás, no puede caber duda alguna sobre la razon de estas concordancias entre la actividad volcánica y los terremotos. La misma causa que ocasiona la erupcion en un momento dado, es decir, la salida violenta de las materias, lavas, barro, agua, vapores, del orificio ó cráter, debe conmover forzosamente las paredes internas del edificio volcánico, á distancias del cono tanto mayores cuanto á mayor profundidad se encuentre el punto de aplicacion de la fuerza que produce la conmocion y más grande sea la intensidad misma. Fácilmente se explican todas las particularidades comprobadas por los observadores. La elevada tension de los vapores y de los gases encerrados entre las materias que obstruyen la boca del volcan y las acumulaciones interiores de lava incandescente, su dilatacion repentina cuando esta tension creciente es mayor que la presion que soportan, son la causa de las explosiones volcánicas, segun dejamos consignado: pues bien, á la misma causa obedecen las sacudidas que sufren las paredes del cono y las capas circunvecinas. Hase comparado con razon lo que entónces sucede con los fenómenos que se notan en una marmita de Papin provista de su válvula. Si esta está demasiado cargada con relacion á la resistencia de la caldera, resulta una explosion violenta; si la carga es insuficiente, los escapes de vapor y las trepidaciones son más débiles, pero frecuentes. Por esto acontece que, en las erupciones de los volcanes, cuando las emisiones de los vapores se siguen á cortos intervalos, los costados del cono se hallan en un estado continuo de trepidacion; pero entónces el área de la conmocion es mucho más reducida, sucediendo á menudo que ni siquiera se siente el temblor de tierra en la base de la montaña.

Así pues, toda una categoría de terremotos está directamente enlazada con las erupciones volcánicas; mas por lo comun sólo extienden sus efectos á una zona muy limitada alrededor de los focos de actividad, siendo las ménos numerosas á la vez que las ménos dilatadas de todas las conmociones del suelo. En cuanto á los otros terremotos, unos, estremecimientos de la corteza terrestre apénas perceptibles, y otros, choques violentos y ondulaciones intensas que se propagan por inmensas superficies de terreno, es tan difícil afirmar como negar su correlacion con los fenómenos volcánicos.

Los partidarios de la opinion que considera ambas clases de fenómenos como extrañas entre sí, citan en su apoyo cierto número de casos: en primer lugar, los terrenos agitados suelen distar bastante de las regiones volcánicas, ó si están cerca de ellas, si se hallan á su vez formados de masas traquíticas ó basálticas, se nota que las sacudidas han coincidido con un período de reposo de los volcanes más inmediatos. Así se ha observado frecuentemente en los terremotos de los Andes, del Ecuador, del Perú y de Chile, region que, no obstante, está poblada de focos eruptivos. Humboldt consigna que durante el formidable terremoto de Riobamba, no ocurrió ninguna erupcion, á pesar de estar tan cerca muchas montañas volcánicas. Pero si se consideran los volcanes activos como válvulas de seguridad para las

regiones cercanas, la falta de erupciones durante los terremotos, léjos de ser una prueba de que no media correlacion alguna entre los dos fenómenos, puede aducirse como tal por los partidarios de la opinion contraria. «Si la abertura del volcan se cierra, dice Humboldt, si queda interrumpida la comunicacion del interior con la atmósfera, el peligro aumenta y las comarcas vecinas están amenazadas de próximas sacudidas. Por lo general, no ocurren los terremotos más fuertes cerca de los volcanes en actividad, como lo atestiguan los que ocasionaron la destruccion de Lisboa, Caracas, Lima, Cachemira y gran número de poblaciones en Calabria, Siria y el Asia Menor.» Refiriéndose Strabon á la cesacion de los terremotos en Siria, en las Cícladas y en Eubea, en el mismo momento en que brotaba una erupcion de materias ígneas cerca de Calcis, añade que en Sicilia y en la Italia inferior se notaban ménos conmociones del suelo desde que las bocas del Etna vomitaban torrentes de lava en fusion. Además, puede suceder que sobrevenga una erupcion en puntos distintos de aquellos en que se han sentido desde luégo los terremotos, pudiéndoseles considerar como precursores de los fenómenos eruptivos. Por ejemplo, en las Azores se notaron varias veces sacudidas, de diciembre de 1866 á junio de 1867, es decir por espacio de seis meses, sin que los volcanes de dichas islas hubieran dado indicio alguno de actividad. Habríase podido juzgar que aquellas sacudidas no tenian relacion con los fenómenos volcánicos, si la erupcion submarina ocurrida en la tarde del 1.º de junio entre las islas Graciosa y Terceira no hubiera demostrado lo contrario. En febrero de 1868, la bahía de Fonseca en la América central sufrió violentos terremotos (200 sacudidas en seis dias), sin que el volcan de Cosegüina hubiera ofrecido nada de particular. Sin embargo, el Conchagua, otro volcan inmediato á la bahía, entró en erupcion once dias despues, y miéntras duró esta erupcion, las sacudidas continuaron, siquiera disminuyesen progresivamente de intensidad.

Con todo, si muchos terremotos son sin ningun género de duda fenómenos volcánicos, cuya causa no debe buscarse en otra parte sino en la misma que produce las erupciones, hay otra clase de conmociones del suelo en las que no se nota el menor rastro de enlace con los fenómenos eruptivos: y á esta segunda clase pertenece la mayor parte de los que se hicieron más famosos, tanto por sus estragos cuanto por la extension de las regiones en que se han sentido.

Para llegar á descubrir la causa de estos grandes trastornos de la corteza del globo, se ha procurado averiguar si estaban en relacion con algunos fenómenos exteriores á la Tierra ó de orígen cósmico, por ejemplo, con la atraccion del Sol ó de la Luna, con las manchas solares ó con las lluvias de estrellas fugaces. M. A. Perrey ha hecho prolijos estudios con respecto al primer punto: despues de reunir todas las noticias de terremotos trasmitidas por los historiadores de todos los países y de todas las épocas, así como todos los casos nuevos conforme iban ocurriendo, los ha agrupado con arreglo á la coincidencia de sus fechas con los dias de la Luna, ó tambien con las distancias perigea y apogea de nuestro satélite, con lo cual ha querido cerciorarse de su mayor ó menor frecuencia durante las sizigias que, como es sabido, son las épocas de mayor intensidad de las mareas oceánicas. En su concepto, la atraccion del Sol y de la Luna debe hacerse sentir en el núcleo terrestre interior, suponiéndolo flúido é incandescente, del propio modo que se siente en la envolvente líquida que constituye los océanos y los mares. Segun Perrey, esta marea interior levanta dos veces por mes lunar, ó sea en el novilunio y en el plenilunio, la corteza sólida que descansa sobre la superficie del núcleo, debiendo producir conmociones que no son otra cosa sino las sacudidas sísmicas; ó bien, en el caso de que esta no sea la única causa de los terremotos, y si ocurren sacudidas fuera de las épocas en que estas mareas llegan á su mayor amplitud, por lo ménos la frecuencia de las conmociones debe ser mayor en el momento de las sizigias que en el de las cuadraturas. Del propio modo, debe observarse tambien mayor frecuencia en las épocas en que nuestro satélite está á su menor distancia de la Tierra, en que la accion de su gravedad sobre nuestro globo es más considerable.

Resta saber si los hechos de observacion han confirmado ó no, y hasta qué punto, estas apreciaciones. En el cuadro siguiente se hallan re-

unidos, por una parte, los temblores de tierra que corresponden á las sizigias (novilunio y plenilunio), y por otra los ocurridos en las épocas de las cuadraturas (cuartos creciente y menguante). El mismo cuadro contiene la distribucion de los terremotos en las épocas en que la Luna está en su apogeo ó en su perigeo. Estos números se refieren á tres períodos, los dos primeros de cincuenta años cada uno, y el tercero de treinta solamente.

PERIODOS	NÚMERO DE DIAS DE TERREMOTOS (1)					
	En las sizigias	En las cuadraturas	Diferencia	En el perigeo	En el apogeo	Diferencia
1751 á 1800....	1,901	1,754	147	526	465	61
1801 á 1850....	3,434	3,161	273	1,223	1,113	110
1843 á 1872....	8,838	8,411	427	3,290	3,015	275
Total....	14,173	13,326	847	5,039	4,593	446

El exámen de estas cifras denota una preponderancia, aunque á la verdad bastante corta, pero muy marcada, de la frecuencia de los terremotos en las épocas de las sizigias, es decir, de las fuertes mareas oceánicas; mayor frecuencia que puede expresarse con la fraccion $^1/_{32}$ del total de conmociones, ó con la fraccion $^1/_{13}$ del número más reducido, si se trata de las sizigias; siendo bastante mayor ($^1/_{21}$ y $^1/_{10}$) si se trata del perigeo (2).

Finalmente, agrupando Perrey los terremotos con arreglo á las horas del dia lunar, ha visto que habia un máximum de frecuencia á cada paso de la Luna por el meridiano, ó sea al medio dia y á la media noche lunares. De suerte que pareceria probado, cuando no que las sacudidas sísmicas tienen por causa única las acciones de las masas del Sol y de la Luna combinadas, á lo ménos que la atraccion de los dos astros desempeña cierto papel en la produccion de estos fenómenos. Como semejante influencia apénas puede comprenderse sino como una atraccion sobre las materias flúidas interiores, sobre el núcleo flúido entero, dado que este núcleo exista en tal estado, ó por lo ménos sobre las capas líquidas que se extienden en forma de lavas, síguese de aquí que tambien se ejercerá sobre las erupciones. Hemos visto ya que M. Fouqué la admite hasta cierto punto, es decir en cuanto las ocasiona, pero despues de estar reunidas todas las demás condiciones. Probablemente se la debe admitir tambien en la misma medida por lo que respecta á las conmociones sísmicas.

¿Hay alguna correlacion del mismo género entre los terremotos y los maxima y minima de las manchas solares, como algunos sabios han supuesto?

Sábese que las manchas del Sol se presentan en mayor ó menor número segun los años; este número está sujeto á disminuciones ó recrudescencias periódicas, pues los maxima lo mismo que los minima están separados por intervalos de once años y $^1/_9$, segun resulta de las observaciones de M. Wolf de Zurich. Este astrónomo habia creido deducir, en vista de una crónica zuriquesa que comprende un período de ocho siglos (del año 1000 al 1800), que los terremotos eran más numerosos en los años de manchas solares abundantes. En cambio M. Kluge, basándose en otros documentos, dedujo, lo mismo para los terremotos que para las erupciones volcánicas, un período de la misma duracion que la de las manchas; pero cuanto más abundantes son estas, más raros son los fenómenos eruptivos y sísmicos, conclusion que M. Wolf parece haber adoptado.

A. Poey emprendió posteriormente el estudio de la misma cuestion con respecto á las erupciones volcánicas acaecidas en todo el globo de 1749 á 1861, y acerca de los terremotos de México y de las Antillas, de 1634 á 1871.

(1) Cuando en un mismo dia ha habido terremotos en regiones distintas, separadas por regiones indemnes, M. Perrey los ha contado como otros tantos temblores de tierra diferentes. Además, están agrupados por semanas correspondientes á las cuatro fases lunares principales. Los que corresponden á las distancias de la Luna á la Tierra comprenden cada uno un período de cinco dias, cuya mitad forman el perigeo y el apogeo. Comparando las cifras de estos cinco dias, dia por dia, en el perigeo y en el apogeo, las diferencias resultan siempre en el mismo sentido.

(2) «M. Schmidt, director del Observatorio astronómico de Atenas, ha conseguido en virtud de sus propias observaciones y de los catálogos formados por otros, reunir datos de más de 2,000 terremotos ocurridos en Grecia y en Esmirna durante los últimos cincuenta años. Ha deducido de ellos que se observa un mínimum en la época de las cuadraturas y un máximum en la de las sizigias, con un aumento notable en los dias de Luna llena. Ultimamente el profesor Forel, de Morges, ha confirmado el mismo hecho en vista de los datos reunidos en Suiza.

»Se han examinado los registros del profesor Bertelli, de Florencia, en los que están marcados por el tremosismómetro de su invencion todos los movimientos microscópicos del suelo. Se ha comprobado cierta marcha rítmica acorde con las fases lunares, y con su máximum en las sizigias.» (*Estudios sobre los terremotos*, por el profesor Cordenons.)

Las erupciones se agrupan de modo que sus números maxima corresponden á los minima de las manchas; pero los terremotos no presentan ninguna correlacion apreciable con el fenómeno solar, á lo ménos si sólo se considera, como lo hace el señor Poey, los períodos de convulsion un poco intensos, á los que da el nombre de *tempestades sísmicas*. Así pues, de 38 tempestades sísmicas observadas en las Antillas, 17 coinciden con los maxima de las manchas y otros 17 con los minima; los 4 restantes están colocados á igual distancia de los puntos extremos. De 32 tempestades sísmicas ocurridas en México, 16 corresponden á los maxima de las manchas, 13 á los minima y 3 á los períodos intermedios. En resúmen, su conclusion, basada en los numerosos casos americanos que ha analizado, es que «las convulsiones sísmicas parecen acumularse casi en igual proporcion en los maxima y en los minima.»

Recientemente se ha tratado de establecer cierta coincidencia entre las grandes tempestades sísmicas y los pasos de los planetas á través de los enjambres de estrellas fugaces; y, cosa bastante curiosa, segun el capitan de artillería de marina J. B. Delauney, autor de esta teoría, que ha deducido de ella un medio de predecir los terremotos, el paso de la Tierra por un enjambre cósmico sólo da lugar á sacudidas de órden secundario; pues segun parece, nuestro globo las sufre mucho más violentas cuando uno de los planetas mayores, ó mejor aún, dos á la vez, tropiezan con dichos enjambres. Estas ideas teóricas son muy difíciles de comprender, y en cuanto á la supuesta coincidencia de los pasos en cuestion con los terremotos observados, no se apoya al parecer en nada positivo.

Ya hemos tenido ocasion de hablar de las relaciones que podrian existir entre las conmociones de la corteza terrestre y ciertos fenómenos meteorológicos, y hemos citado observaciones en pro y en contra de tales relaciones. Aduciremos otras que vienen en su apoyo.

M. Fron recordaba en una nota dirigida á la Academia de Ciencias en 1872 que Arago habia sospechado el enlace que los fenómenos sísmicos presentan con las tempestades; Poulett Scrope, en su obra *Los Volcanes*, y Bridel, Piddington y Keller en sus estudios sobre los ciclones, mencionaron algunos casos favorables, «Yo mismo, añadia, que hace once años vengo discutiendo y comparando las situaciones atmosféricas de cada dia en la superficie de Europa, he llegado á averiguar que ciertas condiciones de la atmósfera son favorables para los terremotos en regiones especiales de Europa; pero hasta ahora no me habia atrevido á formular ninguna prevision directa acerca de este asunto.» El 24 de enero de 1872 creyó que se habian reunido estas condiciones necesarias (una depresion barométrica considerable pasaba por Inglaterra y por el mar del Norte) y telegrafió al Sur de Europa, á Roma, á Viena y á Constantinopla, anunciando que eran de temer *chubascos, tormentas* y *terremotos*. Al dia siguiente, juéves, hubo un fuerte temblor de tierra en Taultcha, Turquía, y en los Principados danubianos.

Bulard, director del Observatorio de Argel, habia hecho tambien mencion de coincidencias análogas entre las perturbaciones atmosféricas y los terremotos. Las observaciones microsísmicas efectuadas en 1873, en Florencia, por Bertelli, han demostrado que las oscilaciones aumentan en intensidad con el descenso de la columna barométrica, «como si las masas gaseosas aprisionadas en las capas superficiales se escaparan más fácilmente cuando el peso de la atmósfera disminuye.» ¿Tendrá algun fundamento la opinion de que se observan con frecuencia oscilaciones del suelo despues de caer grandes lluvias que á su vez suceden á una sequía prolongada? Algunos casos recientes la dan cierta verosimilitud, por ejemplo, las sacudidas que en julio de 1871 se notaron en una gran extension de la cuenca del Ródano y en Suiza.

Parece tambien cierto que las estaciones influyen en los fenómenos sísmicos, pues son más frecuentes en invierno que en verano. Ya en 1834 Merian formulaba esta ley con respecto á 118 terremotos observados en Basilea ó en las comarcas circunvecinas. A. Perrey vió más adelante que de 656 sacudidas ocurridas en Francia, los $^3/_5$ sobrevinieron durante el semestre de noviembre á mayo. En los Alpes, la proporcion es tambien mayor para las sacudidas invernales; durante los cuatro meses de diciembre á marzo son tres veces más numerosas que

de mayo á agosto. Cuanto más dilatada es la superficie en la cual se reparten de este modo los terremotos con arreglo á las estaciones, ménos perceptible es este predominio, lo cual se comprende, porque entónces hay compensaciones entre climas diferentes y áun opuestos, que estorban el conocimiento de la ley en cuestion. En cambio, esta es más marcada si se reduce la region observada. E. Reclus cita, refiriéndose á Volger, la region del Valais medio, en donde, de 98 conmociones del suelo, tan sólo una ocurrió en verano, al paso que hubo 72 en invierno.

Por último, el número de oscilaciones del suelo es tambien mayor de noche que de dia. Tal vez se deberá en parte este resultado á que casi no se perciben de dia las sacudidas muy débiles, miéntras que el silencio relativo y la mayor inmovilidad de la noche las hacen más fáciles de advertir.

En resúmen: de cuantas relaciones se han querido establecer entre los terremotos y los fenómenos cósmicos ó meteorológicos, no hay una siquiera que presente tal carácter de constancia que se la pueda calificar legítimamente de ley. Verdad es que las estadísticas son todavía muy incompletas, las observaciones á menudo insuficientes y que los instrumentos sismográficos se emplean sistemáticamente desde hace muy pocos años, para que sea posible formular una apreciacion exacta. Debemos añadir que las observaciones reunidas se refieren á hechos que á veces no tienen entre sí más que una semejanza enteramente exterior ó mecánica y cuyas causas son múltiples, por lo cual pueden muy bien no estar regidos por leyes comunes. Así se comprenderá fácilmente á juzgar por lo que se desprende del siguiente artículo.

VIII

HIPÓTESIS SOBRE LAS CAUSAS DE LOS TERREMOTOS

Hemos visto que muchos terremotos son de orígen volcánico; que otros, quizás en mayor número, no tienen al parecer ninguna relacion con los fenómenos eruptivos de los volcanes. Si esta distincion fuese real, claro está que la teoría que sirve para explicar los primeros no convendria á los segundos. Ocupémonos ante todo de los temblores de tierra volcánicos.

Con respecto á esta clase de sacudidas sísmicas, la causa es á no dudarlo la misma que la de las erupciones, ó por lo ménos está íntimamente ligada con ella. Por consiguiente, si nos referimos á la teoría generalmente adoptada hoy para estas últimas, hay que atribuir á la tension de los vapores elásticos contenidos en las materias flúidas interiores y que proceden de la filtracion de las aguas del mar, de las de los lagos ó de las nieves que llegan á ponerse en contacto con capas incandescentes, hay que atribuir, decimos, á esa tension los efectos mecánicos de los terremotos cuando estos preceden, acompañan ó siguen á las erupciones de los volcanes. Pero siempre queda la duda de cómo obra esta tension, y si es la causa directa ó tan sólo la indirecta del choque. Hay varios pareceres acerca de este punto, que vamos á enumerar sucintamente. El siguiente párrafo de la obra de Poulett Scrope nos dará á conocer el que este sabio habia adoptado y el que Roberto Mallet admite.

«He atribuido los movimientos ondulatorios perceptibles de la superficie terrestre, que llamamos terremotos, al movimiento vibratorio ocasionado por la rotura violenta y repentina de rocas sólidas, y quizás tambien por la inyeccion de la materia fundida cubierta por ellas. En cambio, M. Mallet, en su luminoso dictámen sobre los terremotos, ve en las erupciones submarinas el agente principal de la produccion de los más violentos temblores de tierra. Cree que «manifestándose debajo del mar una erup»cion de materia ígnea, debe abrir enormes »grietas ó hendiduras en el fondo peñascoso, á »través de las cuales llega el agua á la superfi»cie líquida de la lava.» «El agua, añade, per»manece al principio en ese estado particular »que Boutigny llama esferoidal, hasta que la »lava se enfria al llegar al grado en que cesa »la repulsion y en el que el agua se pone en »contacto con las superficies caldeadas; luégo »se escapa una gran columna de vapor con »explosion y desaparece en el agua fria y pro»funda del mar, en la cual se condensa al pun»to. Así es como recibiria el foco volcánico »una especie de golpe de impulso de la mayor »energía, que difundiéndose en todas direccio»nes, se trasmite como temblor de tierra.» Pero ¿cuál es la causa primera de esas grietas que,

segun Scrope, producen la conmocion por su formacion misma, ó que, segun Mallet, dan paso al agua hasta las capas incandescentes? El primero de estos sabios opina que la erupcion volcánica y el temblor de tierra tienen la misma causa, á saber: «la expansion de alguna materia mineral situada á gran profundidad, expansion ocasionada por el aumento de temperatura ó por la reduccion de presion.» Pero esta reduccion es consecuencia de la abertura de la grieta. Hay, pues, aquí una especie de círculo vicioso, del cual tampoco se exime la teoría de Mallet, por cuanto, segun acabamos de ver, este físico admite que las grietas tienen por orígen la irrupcion y esta la vaporizacion del agua que penetra por las grietas. Al ocuparnos de la teoría de los volcanes, hemos visto que puede explicarse la formacion de sus grietas atribuyéndola á los movimientos de la corteza que se hunde y se repliega por efecto de la contraccion del núcleo interior causada por el enfriamiento. Admitiendo este modo de formacion, no cabe ya la objecion que acabamos de formular.

Esto en cuanto á los terremotos volcánicos. Si es legítimo clasificar en distinta categoría todas las demás conmociones del suelo, no debe ya buscarse su causa ó sus causas en la accion de los vapores elásticos que se forman en las capas profundas del globo. Boussingault, que ha estudiado en particular la region de los Andes, con tanta frecuencia trastornada por los temblores de tierra, no cree que estas vibraciones del suelo tengan orígen en la actividad de los volcanes que se hallan escalonados en tan gran número en los flancos de las Cordilleras. «En los Andes, dice el sabio académico, la oscilacion del suelo ocasionada por la erupcion de un volcan, es por decirlo así local, al paso que un terremoto que no tiene conexion con ninguna erupcion volcánica, en la apariencia al ménos, se propaga á increibles distancias. En este caso se ha observado que las sacudidas seguian con preferencia la direccion de las cadenas de montañas, y que se sienten principalmente en los terrenos alpinos. La frecuencia de los movimientos en el suelo de los Andes y la poca coincidencia que se nota entre estos movimientos y las erupciones volcánicas, deben necesariamente hacer presumir que, *en la mayoría de los casos*, dimanan de una causa *independiente de los volcanes*..... Atribuyo la mayor parte de los terremotos en las Cordilleras de los Andes á derrumbamientos que ocurren en el interior de estas montañas á consecuencia de la acumulacion que en ellas se efectúa y que es una consecuencia de su levantamiento. La inmensa mole que constituye estas Cordilleras gigantescas no ha surgido en estado pastoso, sino que el levantamiento tuvo lugar despues de la solidificacion de las rocas. Admito, por consiguiente, que el relieve de los Andes se compone de fragmentos de todas dimensiones amontonados unos sobre otros. La consolidacion de estos fragmentos no ha podido ser tan estable, que no haya habido aglomeracion despues del levantamiento, y movimientos interiores en las masas fragmentarias.»

Andando el tiempo, se ha generalizado esta teoría de las conmociones causadas por los hundimientos en el interior de las cavernas subterráneas, que M. Boussingault limita cuerdamente á los países que habia estudiado en especial, y físicos tan notables como Hopkins y Volger han pensado que esta misma causa bastaba para explicar hasta los más extensos terremotos. El señor Cordenons, profesor en la universidad de Pavía, ha expuesto recientemente una teoría parecida. En su concepto, la corteza sólida que constituye las capas exteriores del globo, no descansa en todas partes sobre la superficie del mar de lava interior, sino que entre esta superficie y la bóveda hay grandes cavidades. Cuando una causa cualquiera, como explosion de gases que se desprenden entre las capas, agentes químicos que las corroen ó trasforman, contraccion lenta que propende á arrugar la corteza terrestre, etc., etc., hace que se desprendan grandes fragmentos sólidos de las capas más profundas, la ruptura de equilibrio que resulta de esta caida ocasiona una serie de sacudidas ondulatorias que se extienden á larga distancia, y de aquí los temblores de tierra. La caida de fragmentos más pequeños en espacios situados á menor profundidad, que, por decirlo así, forman cavernas laterales, produce terremotos, á las veces violentos, pero cuyos efectos son de limitada extension. Tal es, por ejemplo, el caso de los terremotos de Ischia.

Cuando M. Daubrée dió cuenta de los fenó-

menos que acompañaron á la última sacudida sentida en Ischia, expuso tambien su parecer sobre las causas generales de los terremotos. Procuraremos dar un análisis de la teoría propuesta por tan eminente geólogo.

Empieza por hacer observar que las sacudidas sísmicas no ocurren al azar, ni mucho ménos, en la superficie de la Tierra. Los países más tranquilos por este concepto, como Francia, Bélgica y una parte de Rusia, son precisamente aquellos cuyas capas han conservado su horizontalidad primitiva. Las conmociones violentas se sienten especialmente en las regiones que han sufrido grandes accidentes mecánicos y han adquirido en época reciente su relieve actual, como Italia, Suiza y los Alpes. Los contornos de las áreas trastornadas en los temblores de tierra de gran superficie tienen tan marcado enlace con las líneas de dislocacion preexistentes, que muchos geólogos, entre ellos Dana y A. Heim, han considerado que estas sacudidas tienen un vínculo estrecho con la formacion de las cadenas de montañas. Adviértense en todas las épocas geológicas los efectos gigantescos de las presiones laterales que han plegado y replegado las capas en espesores considerables y las han fracturado en todos sentidos. Estos movimientos del suelo continúan hoy, á pesar de la tranquilidad aparente de la superficie; en realidad no hay equilibrio en las capas del suelo, pues en unos lados se hunden y en otros se levantan gradualmente. «Compréndese, dice Daubrée, que unas acciones tan lentas despues de dilataciones prolongadas, den márgen á movimientos bruscos, como Elías de Beaumont lo suponia. Así se ve tambien en los experimentos que tienen por objeto imitar los replegamientos de las capas, en los que de las inflexiones graduales se pasa de pronto á fracturas y estallidos.» Admitiendo que la opinion de Boussingault sobre los derrumbamientos interiores sea plausible en ciertos casos, con todo, M. Daubrée no cree que sea posible considerar estos movimientos como la causa general de los terremotos.

A su juicio, esta causa general está en la enorme tension que adquiere el vapor de agua cuando se forma á una temperatura tan elevada como la de las lavas. El agua que penetra á estas profundidades se vaporiza á una temperatura que seguramente pasa de 500° y que llega sin duda á 1,000° y áun más (temperatura de las lavas que salen á la superficie); además la vaporizacion tiene efecto en volúmen bastante escaso para que la densidad del vapor sea muy poco menor que la de la misma agua. «En tales condiciones de calor excesivo, dice monsieur Daubrée, el vapor de agua adquiere una potencia de la cual no podrian dar idea las más terribles explosiones de calderas, si no se tuviera á la vista su resultado.» Y en efecto, en los experimentos emprendidos por el sabio geólogo para estudiar la accion del agua sobrecaldeada en la formacion de silicatos, unos tubos de hierro de excelente calidad y de 11 milímetros de espesor estallaron varias veces, volando por el aire con un estruendo comparable al de un cañonazo. Sin embargo, la temperatura no pasaba de 450°, y bastaban unos cuantos centímetros de agua para producir tal efecto. Júzguese por esto de la fuerza explosiva que debe tener el vapor de agua cuando se forma en las profundidades de las capas del globo, á temperaturas mucho más altas y en condiciones de presion que le obligan á condensarse en reducido volúmen.

Pero ¿cómo penetra el agua hasta esas profundidades? Por filtracion, por las grietas que hay en las rocas, ó bien por penetracion capilar de ciertas rocas porosas. «Obrando la simple accion de la capilaridad juntamente con la gravedad, obliga al agua á penetrar, á pesar de las fuertes contrapresiones interiores, desde las regiones superficiales y frias del globo hasta las regiones profundas y calientes, donde, en razon de la temperatura y de la presion que adquiere, se hace capaz de producir grandísimos efectos mecánicos y químicos. Supóngase que el agua penetra, ya directamente, ya despues de una etapa, en una region en que permanece todavía líquida, hasta las masas en fusion, de modo que adquiere súbitamente una tension enorme y una fuerza explosiva, y se tendrá la causa posible de verdaderas explosiones interiores y de choques bruscos causados por gases á alta presion.

»Si las cavidades, en lugar de formar un solo depósito, se dividen en muchas partes ó compartimientos distintos, no hay razon para que la tension del vapor de agua sea la misma en

estos diferentes depósitos, con tal que estén separados por paredes de rocas, y hasta la presion puede ser muy distinta en dos ó muchos de ellos. Admitido esto, si un exceso de presion rompe una pared de separacion, ó si el calor la funde y la hace desaparecer, se pondrá en movimiento vapor á gran presion, y en presencia de las masas sólidas con las que tropezará, producirá el mismo efecto que si hubiese allí una formacion brusca é instantánea de vapor, como se ha supuesto desde luégo.»

M. Daubrée no admite la marcada separacion que se ha hecho entre los terremotos de las regiones volcánicas propiamente dichas y los de los países que no tienen volcanes. Entre unos y otros hay temblores de tierra, los del Eifel por ejemplo, que pueden servir de lazos de union entre ambos grupos. Aun suponiendo como causas de los terremotos no volcánicos los movimientos interiores de las rocas, tambien deben atribuirse, en su concepto, las sacudidas en cuestion al calor desarrollado mecánicamente y á la formacion del vapor que de él resulta. Además, para las regiones dislocadas en las que se notan continuas conmociones, hay otra causa mucho más probable: las cavidades internas y las grietas que sin duda existen en las capas del suelo de estas regiones facilitan el acceso del agua hasta las profundidades de que, segun un cálculo más ó ménos aproximado, parten dichas conmociones. A 11, 27, 38 kilómetros, el aumento normal de la temperatura da un grado de calor más que suficiente para explicarse la vaporizacion del agua y su fuerza de explosion.

En resúmen, el eminente geólogo ve en la tension del vapor de agua interior sobrecaldeado y en los movimientos rápidos de los gases bruscamente desarrollados ó súbitamente dilatados la causa general probable de los terremotos. La potencia mecánica de que son capaces estos cuerpos gaseosos es de una energía que excede á cuanto podia imaginarse ántes de haberse medido presiones superiores á 6,000 atmósferas. Las explosiones de masas gaseosas sobrecaldeadas explican, mejor que las conmociones interiores de masas sólidas, todas las particularidades de los terremotos, «su régimen, su violencia, su sucesion frecuente, su renovacion en las mismas regiones despues de trascurrir muchos siglos, y explican tambien su predileccion por las comarcas dislocadas, sobre todo si las dislocaciones son recientes, y su subordinacion á las profundas fracturas de la corteza terrestre. Los terremotos parecen ser á modo de erupciones volcánicas ahogadas, en cuanto no encuentran salida, casi como lo suponia ya Dolomieu.»

Otros sabios contemporáneos, Fuchs por ejemplo, mantienen como esencial la distincion de las conmociones del suelo en terremotos volcánicos y no volcánicos. Miéntras M. Daubrée asigna á todos una misma causa que se ejerce en condiciones diferentes, y ve en ellos manifestaciones de una misma fuerza, ó sea el calor subterráneo del globo, los sabios de que hablamos admiten para la segunda categoría de conmociones causas múltiples, pero simplemente mecánicas, como los hundimientos de las capas, sus movimientos en uno ú otro sentido, en una palabra, todos los cambios capaces de romper el equilibrio de las rocas que forman esas capas. Pero ¿de dónde proceden? De muy diversas circunstancias. Hé aquí, segun Fuchs, las que parecen más importantes.

Tenemos ante todo la accion de las aguas filtradas que disuelven las rocas con las cuales están en contacto; estas aguas al salir en forma de manantiales á la superficie del suelo, llevan consigo todos los elementos solubles de las expresadas rocas, y se forman vacíos entre las capas (caliza, yeso, sal marina), que atenuándose progresivamente, no tienen ya fuerza para soportar las capas superiores, resultando de aquí hundimientos ó derrumbamientos que pueden ocurrir bruscamente en una sola vez, ó en varias, dando así lugar á una conmocion, ó á sacudidas repetidas. Fuchs hace mencion de los numerosos terremotos de las cercanías de Basilea, atribuyéndolos á las fuentes salinas del Rhin superior, y los del valle del Ródano á los manantiales de igual clase del Valais y á las termas de Louèche.

Sin disolver los elementos de las rocas pueden ablandarlas, hacerlas pastosas y movedizas, y por consiguiente incapaces de resistir la presion de las rocas superiores. Así se explica, dice el autor que acabamos de citar, la coincidencia que se pretende haber observado entre las grandes lluvias y los terremotos. Como una

de las causas que asimismo pueden dar lugar á hundimentos y sacudidas sísmicas, aduce igualmente las reacciones que pueden ocurrir en las profundidades de las capas. Por ejemplo, las trasformaciones lentas que han producido la hulla, continúan todavía, sobre todo en las hulleras explotadas, porque la penetracion del aire favorece la descomposicion, y de aquí las frecuentes conmociones que se sienten en los distritos carboníferos. Otro tanto sucede en las comarcas que no lo son, cuando las capas internas contienen grandes proporciones de agua y de materias orgánicas: la primera se evapora poco á poco, y como las segundas desaparecen por la putrefaccion, resultan de aquí hundimientos. En general, todas las causas físicas capaces de producir en la corteza terrestre movimientos, derrumbamientos, dislocaciones, etc., ocasionan roturas de equilibrio, sacudidas más ó ménos intensas y dilatadas, en una palabra, temblores de tierra.

Vese pues que, para explicar los movimientos sísmicos que no tienen conexion alguna con las erupciones volcánicas, hay dos teorías opuestas: la una, expuesta recientemente por Daubrée, atribuye estos fenómenos á la accion del vapor sobrecaldeado; la otra, generalizando la teoría propuesta por Boussingault para los terremotos de los Andes, los atribuye á causas puramente mecánicas. No nos incumbe decidir entre ambas teorías ni es este tampoco el lugar oportuno para discutirlas. Diremos no obstante que, sin desconocer lo que haya de plausible en la última, sobre todo en lo que respecta á las conmociones locales, á las trepidaciones débiles y de poca extension, nos parece por lo ménos insuficiente para explicar los terremotos que abarcan una gran superficie de país ó cuya violencia es bastante intensa para asolar comarcas enteras. Estas conmociones que se propagan á enormes distancias no pueden tener orígen sino á grandes profundidades debajo de la superficie del suelo, en puntos en donde, segun todo lo que sabemos de la constitucion física de la corteza terrestre, reina ciertamente una elevada temperatura, y en donde están reunidos todos los elementos, todas las condiciones de las explosiones más formidables.

En cuanto á las oscilaciones más débiles de la corteza terrestre, á esas especies de estremecimientos del suelo que no son perceptibles sino con aparatos microscópicos, y cuya frecuencia es sin embargo tal que se ha podido decir que la corteza del globo está siempre agitada en alguno de sus puntos, ¿no se podria decir de ellas que son como manifestaciones acompasadas de esos movimientos de gran lentitud comprobados en diferentes regiones? O tambien, y segun parece resultar de observaciones positivas, ¿no se pueden atribuir esos débiles balanceos á la accion de los movimientos atmosféricos, á las bruscas variaciones de presion que preceden ó acompañan á las grandes perturbaciones del aire? Cuando el barómetro sube ó baja rápidamente, resulta un repentino aumento ó disminucion de peso de la envolvente flúida que debe traducirse en una oscilacion, en un sentido ó en otro, de las capas elásticas del suelo sobre las que descansa la atmósfera. Pero únicamente á fuerza de observaciones continuadas se podrán dilucidar estas cuestiones dudosas todavía.

LIBRO TERCERO

LA CIRCULACION OCEANICA Y ATMOSFERICA

LAS CORRIENTES MARINAS.—LOS VIENTOS

CAPÍTULO PRIMERO

LAS CORRIENTES MARINAS

I

LOS MOVIMIENTOS DEL MAR

Si la costra sólida de la Tierra, la parte más estable del globo, al ménos entre las que nos son accesibles, oscila sin cesar; si además está sujeta accidentalmente á las perturbaciones que revelan las erupciones volcánicas y los terremotos, ¿qué no debe esperarse por este concepto de las partes flúidas, como el océano y la atmósfera? En estas ya no hay estabilidad: la movilidad es la regla; la calma, la excepcion. En virtud de las propiedades mecánicas y físicas de los líquidos y de los gases, las aguas del mar, lo propio que las capas del océano aéreo, se hallan en un estado de continua agitacion. Múltiples son, como vamos á ver, las causas de estos movimientos intestinos; pero las más activas son las variaciones de calor emanadas de las sucesiones de los dias, de las noches, de las estaciones en las diferentes latitudes, y las variaciones de presion á que dan lugar. Podria verse aquí cierta analogía entre las perturbaciones que afectan á la corteza sólida y las que ocurren en el océano y en la atmósfera, puesto que unas y otras tienen el calor por orígen. Sólo que estas dos clases de fenómenos presentan tambien un contraste, toda vez que en las erupciones y tempestades sísmicas es el calor interior el que está en juego, al paso que en los movimientos de la atmósfera y de los mares es el calor exterior ó solar.

Las roturas de equilibrio que ocurren en el seno de las masas líquidas ó gaseosas se dan á conocer con frecuencia bajo las formas más desordenadas en la apariencia; pero áun en tal caso estos fenómenos anormales están sujetos á ciertas leyes que se han descubierto gracias á observaciones multiplicadas, y cuyo conocimiento ha empezado á difundir gran luz sobre la economía meteorológica del planeta. En cuanto á los movimientos generales del aire y de las aguas, se efectúan con una regularidad que no tiene nada de sorprendente, si se reflexiona que esta regularidad procede de la renovacion periódica de causas constantes, que producen naturalmente los mismos efectos en las mismas épocas y en los mismos lugares.

Cuanto más se estudian estos fenómenos tan variables, tan complejos, más se va conociendo su mutuo encadenamiento y sus relaciones con los demás fenómenos naturales, terrestres ó cósmicos; más se consigue disipar la confusion que presentan los hechos particulares ó locales para abarcar su conjunto de una ojeada, y finalmente con mayor claridad aparece la teoría, tan bien establecida hoy por la ciencia, de una circulacion doble en los dos océanos que cubren el planeta, el océano aéreo y el océano marítimo. En estos momentos solamente se halla en bosquejo el conocimiento de las leyes de los movimientos generales de la atmósfera y de los mares; pero ya es posible formarse una idea de su importancia creciente desde el doble punto de vista de la ciencia pura y de sus aplicaciones prácticas. Pronto veremos que en esto no se trata de simples conjeturas; los progresos hechos en Meteorología de treinta años á esta

parte se deben en su mayoría al descubrimiento de las leyes de que hablamos; y por otra parte, los hechos, más elocuentes que las palabras, han demostrado los beneficios que han reportado ya de ellas dos de las ramas más activas de la produccion ó de la riqueza, la navegacion y la agricultura.

Así pues, la circulacion oceánica y la circulacion atmosférica van á ser el principal objeto de este tercer Libro. Empecemos por la primera, esto es, por el estudio de las corrientes marinas.

Las aguas del mar están agitadas perpetuamente, por decirlo así: en su superficie están surcadas de arrugas más ó ménos marcadas, de olas de variable altura que se propagan en forma ondulatoria, es decir, sin que en realidad cambien de lugar las masas líquidas que las componen. Rara vez está el mar bastante tranquilo para que se pueda comparar su superficie con la de un lago que refleja los objetos como un espejo; cualquier corriente aérea, desde la brisa más leve hasta el impetuoso vendaval, ocasiona ese movimiento rítmico cuya intensidad está en razon de la fuerza y duracion del viento, dependiendo tambien de la extension de los mares y del grado de salsedumbre de sus aguas. En el Atlántico norte se han medido olas cuya cresta se elevaba á 13 metros de altura sobre el punto más bajo de la depresion que separaba dos oleadas sucesivas; y cerca del cabo de Buena Esperanza, en el límite comun del Océano Indico y del Atlántico, los marinos ven elevarse á veces esas montañas de agua salada á 15, 18 y hasta 33 metros de altura. La amplitud media de las ondulaciones está en relacion con la altura, comprendiendo desde unos cuantos metros hasta 200 ó 300. La velocidad aparente de propagacion de las ondas varía tambien con la amplitud de las olas y con la profundidad de las aguas. Por ejemplo, segun Airy, una ola de 30 metros de amplitud recorre por término medio $6^{m},80$ por segundo en un mar de 300 metros de profundidad, velocidad que llega á $21^{m},85$, si tanto aquella como esta son diez veces mayores. En cuanto á la profundidad á que se siente la agitacion de las olas de la superficie es mucho mayor de lo que primeramente se habia creido, y puede medirse por centenares de metros. Depende de la altura de las olas, pero hay que añadir que la agitacion disminuye rápidamente de intensidad, si es exacto que á partir de la superficie esta intensidad decrece en proporcion geométrica cuando la profundidad aumenta en proporcion aritmética.

El viento no tan sólo ejerce su influencia en la superficie del mar comunicándole su movimiento ondulatorio; sino que su accion, largo tiempo reiterada en el mismo sentido y en grandes extensiones, llega á ser impulsiva y ocasiona el trasporte de las masas de agua, por lo ménos de las capas superficiales: más adelante veremos que esta es una de las causas principales que aducen los físicos para explicar la formacion de las corrientes.

Con frecuencia acontece que el mar está agitado, proceloso, en sitios en que el aire está tranquilo y el cielo despejado. Fácilmente se comprende la razon de este fenómeno; la agitacion que entónces se observa no es otra cosa sino el golpe de rechazo de un fuerte temporal, de una tempestad que se ha propagado desde el punto remoto en que ha tenido orígen, por toda la extension de una cuenca marítima, sin que la region superior, es decir, la atmósfera haya propagado en el mismo sentido el movimiento que habia comunicado primeramente á la masa de las aguas. Hemos visto sin embargo que una oleada excepcional puede tener nacimiento en ciertos casos en una erupcion volcánica submarina, en algun temblor de mar, fenómenos que no tienen nada de comun con la accion de los vientos. Las oleadas debidas á las conmociones del suelo en las cercanías de las costas ocasionan tambien movimientos considerables en grandes extensiones de la superficie del océano. Pero semejantes movimientos ondulatorios tienen más analogía con los que constituyen las mareas que con la agitacion casi puramente superficial que causan las corrientes aéreas.

Hemos visto en el primer tomo de esta obra las causas que motivan la doble oscilacion diurna de las mareas océanicas. La accion combinada de la atraccion de la Luna y de la del Sol sobre el océano, tomada en su conjunto, es la que ocasiona sucesivamente en todos los meridianos la intumescencia líquida cuyo paso por un punto produce en él el fenómeno de la

pleamar. Con doce ó trece horas de intervalo, una nueva marea sigue á la primera, de la cual está separada por una depresion del nivel del mar que corresponde á la marea baja. No pensamos volver á ocuparnos de este fenómeno de orígen cósmico, por lo cual nos limitaremos á hacer observar que esta agitacion periódica con sus maxima y sus minima mensuales en las épocas de las sizigias y de las cuadraturas, y con sus maxima y sus minima mensuales en los equinoccios y en los solsticios, además de variar considerablemente de intensidad de un mar á otro, está asimismo sujeta á la accion favorable ó contraria de los vientos. Cuando estalla un temporal en la misma direccion en que se propaga una gran marea de equinoccio, da á las olas un impulso de energía proporcionada á la suya; pero disminuye de intensidad si la direccion del viento obra en sentido contrario. Los marinos y todos los habitantes de las costas contiguas á los mares sujetos á las grandes mareas conocen por experiencia estas vicisitudes del elemento líquido.

Pasamos ahora á tratar de las causas de agitacion del mar que dependen más directamente del calor.

Al caer los rayos solares más ó ménos oblicuamente sobre la superficie del mar, elevan la temperatura del agua á un grado tanto mayor cuanto más próxima á la vertical está la direccion de los rayos. Así pues, esta elevacion de la temperatura varía con la latitud, con las estaciones y con las horas del dia, y sus efectos no pueden dejar de ser tan desiguales como ella. Estos efectos son: por una parte, una dilatacion ó aumento de volúmen, es decir, una disminucion de densidad al mismo tiempo que una elevacion en el nivel de las aguas dilatadas; por otra parte, una evaporacion en la superficie, tanto más activa cuanto más elevada es la temperatura y más distante del punto de saturacion se halla el estado higrométrico del aire que se extiende sobre dicha superficie; por tanto, si la evaporacion fuese la única que obrase, produciria una disminucion del volúmen y por consiguiente del nivel del mar en el sitio considerado; por fin, en tercer lugar, por el hecho mismo de la evaporacion, una disminucion en la cantidad de agua pura que contienen las capas superficiales y un aumento de densidad en el agua restante, cada metro cúbico de la cual queda más cargado de sales de lo que lo estaba ántes.

Si la evaporacion saca de la superficie de los mares una notable cantidad de agua (Maury estima en $4^{m},50$ el espesor de la capa evaporada anualmente entre los trópicos), y si de aquí resulta cierto aumento para la densidad, estos dos fenómenos, compensados ya en parte por los efectos opuestos de la dilatacion térmica, lo están más aún por la condensacion y la caida, en forma de nieve y lluvia, de los vapores producidos, por el caudal llevado á los mares por los rios y en fin por el derretimiento de las nieves polares. A decir verdad, las nubes que nacen de la evaporacion en la superficie del océano no siempre se resuelven en lluvia en los sitios mismos en que el vapor se ha formado: gran parte de ella cae en la superficie de los continentes ó bien va á condensarse á latitudes elevadas, arrastrada hasta allí por las corrientes aéreas. Las más de las veces el regreso tiene lugar á gran distancia del punto de orígen. Pero de esto no puede deducirse otra cosa sino que las aguas del océano, además de la agitacion que procede de la accion de los vientos y de las mareas, están trasportadas sin cesar de un punto á otro de la inmensa cuenca que las contiene á todas, ya en las alturas de la atmósfera en estado de vapor ó bien en el de gotitas líquidas y cristalizadas que caen en las tierras y en el lecho de los rios, ora en fin aprisionadas en los hielos del polo. La accion de la gravedad, unida á las variaciones de su propia temperatura, las vuelve á llevar por último á las regiones de donde han partido. Todo lo que no cae convertido en lluvia en la superficie del mismo océano, vuelve á él por las corrientes fluviales por una parte, y por las marinas por otra. Tal es la gran ley general de circulacion ó de cambio entre los flúidos en la superficie del globo, ley que, en virtud de un movimiento incesante de los líquidos y de los vapores, templa los climas extremos y conserva la vida en todas sus formas en las distintas zonas del planeta.

Por la simple enumeracion de estos diferentes efectos que penetran más ó ménos profundamente debajo de la superficie líquida herida por los rayos solares, es posible formarse idea

de la complexidad del problema que se ha de resolver, cuando se quiere determinar su resultante general. Por el momento, bástanos dejar consignado que cada uno de estos efectos, tomados aisladamente, es una causa de perturbacion, de rotura de equilibrio de las aguas océanicas. Los unos obran en un sentido, y los otros en el opuesto. Para que sucediera lo contrario, seria preciso imaginar un océano indefinido, enteramente semejante á sí mismo en todas sus partes, y que recibiera por igual la radiacion solar en todos los puntos de su superficie y sin ninguna interrupcion.

Despues de haber enumerado las causas generales del movimiento de las aguas del mar, vamos á ver cómo ha comprobado la observacion la existencia de las corrientes regulares y constantes que constituyen la circulacion oceánica.

II

LAS CORRIENTES MARINAS: HISTORIA DE SU DESCUBRIMIENTO.—MÉTODOS DE OBSERVACION

Mucho ántes de haberse reconocido la permanencia de las grandes corrientes oceánicas, habian ya llamado la atencion de los marinos ó de los habitantes de ciertas costas algunos indicios positivos de su existencia. Los restos de vegetales, árboles desarraigados, yerbas, semillas, trasportados á larga distancia del lugar de que procedian, probaban que las aguas del mar estaban sometidas, por lo ménos accidentalmente, á grandes movimientos superficiales, y habia lugar á suponer que dichos objetos habian sido arrastrados por corrientes ó por violentas tempestades. Tambien parece positivo que mucho ántes del descubrimiento del Nuevo Mundo, los habitantes de las Orcadas habian visto llegar á sus islas indígenas del continente americano, cuyas piraguas habian sido empujadas hasta aquellos sitios de los mares del Norte.

Quien reconoció por vez primera la existencia positiva de la gran corriente ecuatorial así como su direccion, fué Cristóbal Colon, durante su tercer viaje efectuado en 1498, «el primero en que procuró llegar á las regiones tropicales por el meridiano de las Canarias.» Y en efecto, en su diario de á bordo, se lee lo siguiente: «Tengo por cierto que las aguas del mar se mueven, como el cielo, de Este á Oeste, es decir, segun el movimiento diurno aparente del Sol, de la Luna y de los demás astros.» Reconoció además que este movimiento es más fuerte en el mar de las Antillas, del cual dijo Rennel tres siglos despues que «no es una corriente, sino un mar en movimiento.»

Posteriormente á Colon, Anghiera averiguó que la corriente, despues de seguir el contorno del golfo de México, proseguia su marcha á lo largo de las costas orientales de la América del Norte, y llegaba hasta Terranova. Estas primeras observaciones eran muy incompletas, pero se multiplicaron á medida que tomó creces la navegacion por los grandes mares y que fué mayor el número de viajes trasatlánticos. Por último, gracias á las observaciones hechas por Hally y Dampierre en los dos siglos precedentes, y en el nuestro merced á los trabajos de Daussy, C. Romme y Becker, y á las investigaciones de Humboldt, del mayor Rennel y del comandante Maury, ha hecho grandes progresos. Entremos desde luégo en algunos detalles acerca de los métodos ó procedimientos que han hecho posibles estos progresos.

Hemos dicho que los objetos flotantes habian dado la primera idea de las corrientes marinas. Pero atenerse á este sistema de observacion era subordinar al azar una investigacion que exigia más exactitud, era avenirse las más de las veces á no conocer más que el punto de llegada de una corriente, y cuando más el de partida. Algunos navegantes tuvieron la oportuna idea de echar al mar botellas herméticamente tapadas conteniendo una hoja de papel con la fecha, el dia y la hora, y la situacion en longitud y en latitud del sitio en que habian sido arrojadas. Bastaba que, por lo ménos, algunas de estas reliquias instructivas se librasen de la destruccion y fuesen recogidas más adelante en el mar por otros marinos ó encontradas en las costas habitadas, para poder trazar con cierta aproximacion la direccion de la corriente que las habia trasportado y calcular un límite de su velocidad (1). Esta clase de ob-

(1) Unas botellas echadas en el mar de las Antillas ó en las inmediaciones de las costas de la América del Norte iban á parar á las de la Europa occidental; á otras, arrojadas en el estrecho de Gibraltar, se las recogia en el golfo de México: unas y otras habian atravesado, pero en sentido inverso, todo el Atlántico. La mayor velocidad com-

servaciones multiplicadas permitieron á Dussay en Francia y á Becker en Inglaterra trazar cartas de las corrientes oceánicas.

Agregáronse á este otros métodos. Por ejemplo, los marinos calculan con bastante exactitud la marcha *al garete* del barco que los lleva, es decir la diferencia entre la posicion real del buque determinada por las observaciones astronómicas y la que deberia ocupar segun la velocidad calculada con la corredera y la direccion

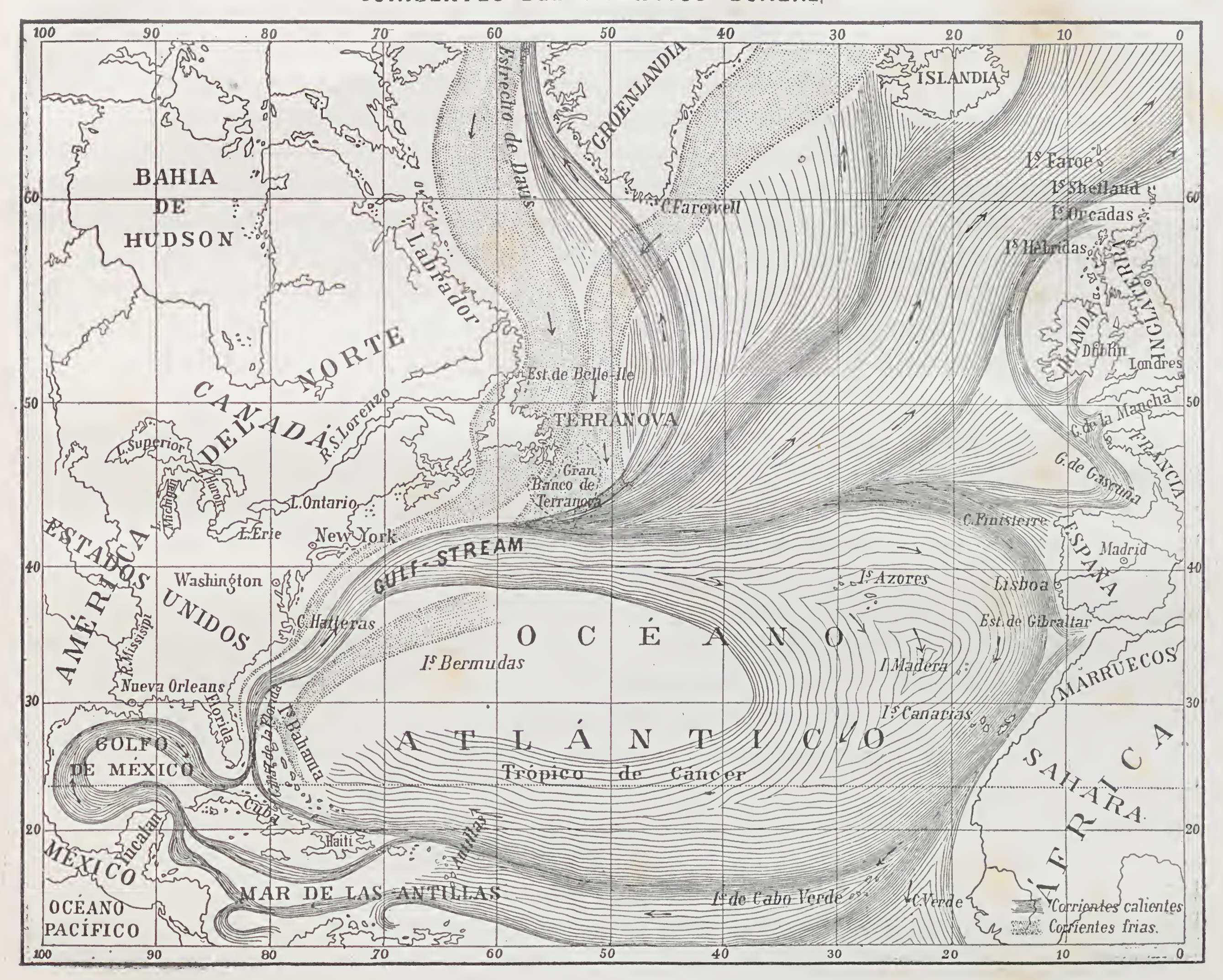


Fig. 178.—El Gulf-Stream y las corrientes polares del Atlántico boreal

del rumbo seguido de un dia á otro. Dos causas pueden producir este garete; por una parte el viento cuya fuerza y direccion se conocen, y por otra las corrientes, si las hay. De este modo se puede llegar á reconocer aproximadamente la direccion y velocidad de estas corrientes.

Maury se ha valido con el mismo objeto de la observacion de las temperaturas: la del aire del lugar en que se encuentra el buque comparada con la del agua del mar. Si estas dos temperaturas son iguales ó poco ménos, hay probabilidad de que no exista ninguna corriente marcada en el lugar de la observacion; pero cualquier exceso de la temperatura del agua sobre la del aire permite deducir que esta agua más cálida procede de latitudes que tambien lo son; y que existe alguna corriente que desde estas regio-

probada fué de 35 kilómetros por veinticuatro horas ó de 1,460 metros por hora.

En marzo de 1824, el trasporte inglés *Kent* sufrió en la Mancha un terrible huracan y además lo destruyó un incendio. Pocos momentos ántes de la catástrofe, el mayor Mac-Gregor que iba á bordo mandando un regimiento que el buque debia llevar á la India, echó una botella al mar para dar aviso del suceso cuyo resultado inminente y fatal dejaba pocas esperanzas de salvacion á los marinos y pasajeros del *Kent*. Por fortuna el bergantin *Cambria* pudo recoger á bordo la mayor parte de la tripulacion. Nueve años despues encontró la botella en la costa Norte de la Barbada un negro que la envió á Mac-Gregor, á la sazon de guarnicion en esta isla. Seguramente habia sido llevada hasta allí por la corriente que de la Mancha pasa á la altura de las costas de Francia y de España, y luégo desde las Azores penetra en el mar de las Antillas para salir por el canal de Bahama.

nes llega á la posicion ocupada por el observador. La direccion de la corriente será inversa, es decir procederá de latitudes más frias si de la observacion resultara que la temperatura del agua es más baja que la del aire. A decir verdad, estas reglas distan mucho de ser absolutas, y se deben discutir los datos en cada caso particular ántes de tratar de deducir de ellos una conclusion de alguna probabilidad; pero en ciertos casos esta conclusion no puede ofrecer dudas. Hé aquí un ejemplo citado por W. Thomson en *Los abismos del mar*: «La temperatura media del mar es de 15° C. en el mes de julio, á la altura de las Hébridas, á los 58° de latitud Norte y en el trayecto del Gulf-Stream, miéntras que á la misma latitud, en la costa del Labrador y en el trayecto de la corriente de este nombre, es de 4°,5 C.»

Los métodos de observacion que acabamos de enumerar sirven para conocer los movimientos de las aguas del Océano en sus capas superiores, ó sea las capas superficiales; pero no nos enseñan nada, al ménos directamente, acerca de sus corrientes profundas. Así es que el estudio de estas últimas está poco adelantado. Hemos visto que la averiguacion de las temperaturas á varias profundidades, hecha con las precauciones que exigen las causas de error de esta clase de observaciones, puede denotar la presencia de corrientes submarinas de una region del Océano á otra. W. Thomson, Carpenter y Mohn han comprobado de este modo que hay una doble circulacion en el Atlántico septentrional: una corriente de aguas frias procedentes del polo y una corriente superior de aguas calientes de orígen ecuatorial. El estudio comparado de las faunas submarinas, lo propio que el de los sondeos termométricos, servirán sin duda para dilucidar la cuestion, bastante oscura todavía, de la existencia de las contra-corrientes que, en la cuenca de los mares, restablecen el equilibrio perturbado por las corrientes de la superficie.

III

LAS CORRIENTES MARINAS. — DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES

La corriente conocida desde más antiguo, así como la mejor estudiada de todas las grandes corrientes ecuatoriales, es aquella cuyas ramas recorren el Atlántico entero, tanto al Sur como al Norte del Ecuador. Nos referimos al *Gulf-Stream* ó «Corriente del golfo,» que debe su nombre al orígen que se le atribuyó en un principio, ó sea el golfo de México. Hoy se designa tambien de este modo, no tan sólo las ramas ó brazos que desde el estrecho de la Florida se extienden por todo el Atlántico del Norte, sino tambien las que corren á lo largo del Ecuador y de las costas de los continentes de la América del Sur y del Africa. La figura 178 nos permitirá condensar la descripcion de este inmenso rio de agua caliente, cuyo curso total se mide por decenas de millar de kilómetros.

Su punto de partida está debajo del ecuador, en la costa occidental de Africa, y su primera direccion es, á corta diferencia, la de los vientos alisios del Sudeste. Esta direccion tuerce poco despues al Oeste, entre el golfo de Guinea y el cabo de San Roque, punta oriental del continente americano. La corriente sigue pues la línea ecuatorial, pero ántes de llegar á la punta de que hablamos, sus aguas se aumentan con las de otra corriente parecida que costea el Africa en direccion de los alisios del Nordeste, y torciendo luégo al Oeste como la primera, constituye con esto la *corriente ecuatorial*. Desarrollándose esta en una longitud de más de 6,000 kilómetros por lo ménos y 700 de anchura, se mueve en su punto de partida, al Sur de las islas de Santhomas, con una velocidad de 60 kilómetros, marcando sus aguas una temperatura de 23 grados centígrados.

Llegada á la altura del cabo de San Roque, se divide en dos brazos: uno se encamina al Sur y ensanchándose progresivamente, costea la América meridional hasta las islas Maluinas y el cabo de Hornos, suavizando la temperatura de estas regiones; el otro brazo, que forma la parte septentrional de la corriente, desvia su direccion hácia el Nordeste, siguiendo la costa norte-oriental del continente americano y adquiriendo mayor elevacion en su temperatura á los rayos del sol tropical. La velocidad con que sus aguas recorren de 110 á 160 kilómetros en veinticuatro horas hasta las bocas del Amazonas, es en un principio creciente, como lo atestiguan estas cifras; pero disminuye en seguida al penetrar en el mar de las Antillas. La corriente atraviesa este mar, y dando la vuelta al-

rededor de Cuba, pasa por el estrecho de Yucatan, para contornear el golfo de México hasta la Florida.

A partir de este punto, llena el canal de la Florida y el estrecho de Bahama y desemboca en pleno Atlántico septentrional con su nombre de Gulf-Stream. Este poderoso rio marítimo tiene allí nada ménos que 50 kilómetros y medio de anchura con una profundidad media de 370 metros; la velocidad de sus aguas llega á 6 kilómetros y medio por hora ó sea unos 160 kilómetros por dia. Despues se ensancha, á medida que disminuyen su rapidez y su profundidad. Enfrente de las Carolinas, á la altura del cabo Hatteras, su anchura llega ya á 74 kilómetros, no pasando su profundidad de 210 metros. La temperatura media de sus aguas es entónces de 30°. A esta parte de su curso es á la que principalmente se refieren estas palabras de Maury: «Un rio en medio del Océano es un fenómeno maravilloso, siendo el volúmen de sus aguas más considerable por sí solo que el de todos los rios juntos. Su lecho y sus orillas son de agua fria; su color azulado oscuro, por lo cual se nota perfectamente su separacion de las aguas que tiene á uno y otro lado. A la altura de las Carolinas y en su orilla occidental, esta línea de separacion es tan marcada que, cuando el mar está tranquilo, se ve cómo las proas de los buques cortan las aguas azules de la corriente, miéntras que la popa está todavía en las aguas verdes que la contienen.» Más allá el Gulf-Stream se extiende por el Atlántico en forma de abanico, y desparrama sus aguas por la superficie del mar, «como un manto de calor, sigue diciendo Maury, cubriendo una inmensa extension y cobijando millones de séres que, durante el invierno y hasta en nuestras costas europeas, encuentran en él abundante alimento. Si se pudiera utilizar el calor trasportado por tan prodigiosa corriente, bastaria para mantener en constante actividad un horno ciclópeo capaz de dar una corriente de hierro fundido de un volúmen igual al del rio más grande.» Segun los cálculos de Croll, el Gulf-Stream es equivalente á una corriente de agua de 80 kilómetros de ancho por 300 metros de profundidad animada de una velocidad media de 6'4 kilómetros por hora ó de 154 por dia: representa un caudal diario de 3.700,000.000,000 metros cúbicos, ó 43.700,000 metros cúbicos por segundo. Dotada esta enorme masa líquida, al salir del golfo de México, de 18° de temperatura, baja en su curso hácia el Norte á 4°,5, de suerte que la pérdida de calor es de 13°,5. Es pues fácil deducir de aquí la cantidad de calor llevada diariamente desde las regiones ecuatoriales á la zona de las altas latitudes. El número que de este cálculo resulta es de 50,000 billones de calorias: para el año entero, 18 trillones. Es una cantidad de calor casi igual á la que los rayos del Sol envian á las regiones árticas ó á los dos quintos del que recibe todo el espacio ocupado por el Atlántico septentrional.

Hasta aquí sólo hemos seguido la gran corriente cálida hasta la altura del banco de Terranova, á los 44° de latitud. A partir de este punto, sus aguas se difunden ramificándose en muchos brazos. Uno de estos, el oriental, se desvia al Este en direccion de las Azores, y luégo al Sur, bañando las costas de España y las de Africa, de las cuales se separa para confundirse con la corriente ecuatorial; el brazo central se dirige al Nordeste, llega á las costas de Francia, da la vuelta á las islas Británicas, pasa entre Islandia y las Feroe, y costeando la Escandinavia, va á caldear las playas del Spitzberg y las occidentales de la Nueva Zembla; el brazo occidental, más angosto, se inclina ligeramente al Noroeste y pasa junto á las costas de Groenlandia por el estrecho de Davis, contribuyendo á hacerlo más accesible á la navegacion que el paso comprendido entre Islandia, la Groenlandia oriental y el Spitzberg.

Para acabar de describir la circulacion del Océano Atlántico, haremos mencion de las corrientes inversas ó contracorrientes que llevan las aguas heladas del polo á las bajas latitudes en donde reemplazan á las del Gulf-Stream. Son corrientes de profundidad, cuya existencia han revelado claramente los sondeos termométricos. Una de ellas parte del extremo boreal de la América del Norte; y baja por el estrecho de Davis hasta las costas del Labrador, corriendo lentamente entre esta costa y el Gulf-Stream, pero en direccion contraria á la de esta última corriente. En seguida pasa á lo largo del continente americano hasta la Florida, donde se divide dirigiéndose una parte al golfo de México por debajo del agua caliente del Gulf Stream,

y contorneando la otra la isla de Cuba al Oeste. Es tan marcada la línea de contacto de la corriente fria con la caliente, que el teniente americano Bache la ha designado con el nombre de *muralla fria*.

Otro brazo de las corrientes polares parte del Spitzberg, rodea la Islandia al Oeste, y costeando la Groenlandia por una de sus ramificaciones, va á reunirse con la corriente del Labrador. Por último, otra corriente fria sigue las profundidades de la costa occidental escandínava, pasa entre Shetland y las Feroe, y se pierde al Norte de Escocia y en el mar del Norte. Una ramificacion de esta corriente fria pasa tambien por el canal que separa las Feroe de la Islandia, por debajo de las aguas cálidas del Gulf-Stream.

A pesar de la inmensa anchura del Océano Pacífico, la circulacion de sus aguas tiene gran analogía con la de las aguas del Atlántico. Una corriente inmensa, dirigida de Este á Oeste, parte de las costas nord-occidentales del continente americano meridional para llegar al archipiélago de la Malasia despues de un curso de 18,000 kilómetros. A la altura de la Australia, la corriente ecuatorial del Pacífico se divide en muchos brazos que penetran entre las islas del Archipiélago; pero la corriente principal, remontando al Norte, sigue los contornos del continente asiático oriental, inclinándose progresivamente al Este, como las costas mismas. A la altura del Japon vuelve á cambiar la direccion que llega á ser enteramente oriental; el rio marítimo de aguas cálidas toma entónces el nombre de *corriente de Tesan*, así llamada del nombre del sabio navegante que la reconoció y describió, ó tambien el de *Kuro-Sivo* ó *corriente negra*, segun la apelacion japonesa; debiéndose esta segunda denominacion al color azul oscuro de sus aguas. El Kuro-Sivo destaca uno de sus brazos hasta las islas Aleutienas; los habitantes de estas islas, privadas en su mayoría de vegetacion, aprovechan para la construccion de sus chozas y canoas los maderos flotantes que la corriente acarrea en grandes cantidades á sus costas; son ramas ó troncos de árboles como el alcanforero, originarios de la China y del Japon. El otro brazo de la corriente se desprende hácia el paralelo 40 y corre en direccion Este hasta las playas occidentales de la América del Norte: allí se abre en forma de abanico, y se divide enviando una de sus ramificaciones al Norte, miéntras que otra meridional, costeando la California y México, va á confundirse con la corriente ecuatorial en su punto de partida.

En el Pacífico meridional existe una corriente cálida de superficie, casi simétrica de Kuro-Sivo, que despues de un largo curso de Oeste á Este, destaca una ramificacion que sube hácia el Ecuador paralelamente á las costas occidentales de la América del Sur, reuniéndose con la corriente ecuatorial, orígen de esta doble circulacion. En cuanto á las contracorrientes polares que compensan esta afluencia de aguas cálidas de la zona tropical á las regiones boreales, son: por una parte, la corriente que atraviesa el estrecho de Behring, sigue la direccion de las costas del Kamtschatka, penetra en el mar de Okhotsk, rodea las islas del Japon, y continúa su curso á lo largo de las costas orientales de Asia hasta Cochinchina. En el Pacífico sur hay dos corrientes frias; la primera al Este de Nueva Zelanda; la segunda, mucho más larga, lleva el nombre de Humboldt, quien la descubrió. Hé aquí la descripcion que hace de ella el sabio explorador: «Otra corriente, cuya baja temperatura he reconocido durante el otoño de 1802, reina en el mar del Sur, é influye de una manera ostensible en el clima del litoral. Lleva las aguas frias de las altas latitudes australes á las costas de Chile; sigue adelante hasta las del Perú, dirigiéndose primeramente de Sur á Norte, y luégo, á partir de la bahía de Arica, de Sud-sudeste á Nor-noroeste. La temperatura de esta corriente fria, entre los trópicos, no es más que de 15°,6 en ciertas estaciones del año, al paso que la de las aguas tranquilas inmediatas llega á 27°,5 y hasta á 28°,7. Por último, al Sur de Payta, hácia esa parte del litoral de la América meridional que forma saliente al Oeste, la corriente describe una curva como la costa misma, y se separa de ella yendo de Este á Oeste, de suerte que si se continúa gobernando al Norte, el navegante sale de la corriente y pasa de pronto del agua fria á la caliente.»

Para terminar esta descripcion de las corrientes oceánicas generales, réstanos añadir una palabra acerca de la circulacion de las aguas en el Océano Indico. Allí existe, bajo el Ecuador,

lo propio que en los dos grandes espacios marítimos del Pacífico y del Atlántico, un movimiento dirigido de Este á Oeste, el cual, al llegar á cierta distancia de las costas orientales de Africa, se divide enviando una ramificacion hasta la entrada del mar Rojo, y otras dos que rodean á Madagascar para reunirse formando una sola corriente que llega hasta el banco y cabo de las Agujas. Una de estas corrientes, sacando su nombre del banco que atraviesa, es la de Mozambique; su rapidez en el punto más angosto del canal es tan grande como la del Gulf-Stream, pues pasa de 6 kilómetros por hora. Debemos decir que las corrientes cálidas del Océano Indico no están aisladas de la circulacion oceánica general; sino que comunican con las corrientes del Pacífico por las numerosas aberturas que hay entre las islas de la Sonda, de la Malasia y Australia; por otra parte, la corriente de Mozambique va á juntarse con la del Atlántico meridional. En cuanto á las corrientes frias que llenan el vacío causado por la afluencia de las aguas ecuatoriales hácia las altas latitudes, tienen su orígen al Sur de la Tasmania y de la Australia, desde donde suben en direccion Norte, penetrando probablemente sus aguas frias y densas en la capa más cálida y ligera de las corrientes de superficie.

Por último, deberemos hacer mencion de las corrientes secundarias que surcan los contornos de los golfos ó penetran en los mares interiores; al tratar de la temperatura de las aguas del mar, hemos indicado ya las corrientes que, como las del estrecho de Gibraltar, hacen entrar en el Mediterráneo las aguas del Atlántico, y por un movimiento inverso, llevan al Océano las aguas del mar interior, á las que una abundante evaporacion da un exceso de salsedumbre y de densidad. En el Báltico, en el mar Negro y en el mar Rojo se notan corrientes y contracorrientes parecidas.

IV

TEORÍA DE LAS CORRIENTES MARINAS.—EXPLICACION Y CAUSAS DE LA CIRCULACION OCEÁNICA Y GENERAL

Acabamos de ver que la observacion ha puesto fuera de duda la existencia de una circulacion grande y general de las aguas oceánicas. Unas corrientes superficiales llevan primeramente las aguas cálidas de las regiones tropicales en direccion de Este á Oeste; en las cercanías de los continentes que les interceptan el camino, estas corrientes se dividen, remontando unas al Norte y bajando otras más al Sur; pero tanto aquellas como estas producen el mismo efecto y hacen afluir á los mares de las regiones templadas y polares las aguas tibias del Ecuador. Otras corrientes inversas compensan esta afluencia de masas líquidas de elevada temperatura, llevando de los polos al ecuador cantidades equivalentes de agua á baja temperatura.

¿Cuál ó cuáles son las causas físicas de este movimiento constante, regular, de las aguas del mar? Al enumerar las distintas y múltiples causas de la ruptura de equilibrio de las moléculas acuosas en la cuenca de los mares, hemos aducido razones incontestables de la agitacion de estas masas líquidas, que no están un momento en reposo por efecto de su accion. Pero estas causas perturbadoras obran en sentidos opuestos; seria muy difícil de calcular su resultante en un punto cualquiera de la inmensa superficie de los mares ó de sus capas profundas, por cuanto varía de un momento á otro, de una region á otra, con la hora, el dia, la estacion y la latitud del lugar. ¿Cómo desentrañar pues el elemento preponderante de este problema tan complejo de hidrodinámica, y deducir de él las leyes de circulacion que la observacion ha revelado con exactitud? No es extraño que los físicos y los meteorologistas no estén de acuerdo sobre este punto delicado de física del globo y que sea difícil conciliar las teorías propuestas para la explicacion de las corrientes marinas. Concretémonos á resumirlas en sus caracteres esenciales.

Toda la dificultad consiste en dar cuenta del movimiento de las aguas ecuatoriales hácia las zonas polares, y áun simplemente de la existencia de la corriente ecuatorial en direccion Este-Oeste. Los cambios de direccion pueden atribuirse á los obstáculos con que tropieza esta gran corriente general, en forma de bajos, ó de masas continentales ó insulares. Una vez conocida la causa de las corrientes cálidas hácia los polos, las contracorrientes frias y profundas serán su consecuencia forzosa.

Dos causas principales se aducen para ex-

plicar este primer movimiento. La una es el calor, ó mejor dicho, el exceso de calor que distingue las aguas de los mares tropicales de las de los mares de las latitudes elevadas, exceso originado por estar más directamente expuestas á la radiacion solar. La otra es la fuerza impulsiva de los vientos regulares que soplan á una y otra parte del ecuador en los dos hemisferios. De aquí se han formulado dos teorías diferentes, ó más bien se han establecido dos puntos de partida distintos, porque los efectos del calor son múltiples y para interpretarlos se han formado muchas teorías de las corrientes. Algunos físicos admiten la realidad y la eficacia de estas dos causas principales, y opinan que las corrientes resultan de su accion simultánea.

Pronto veremos que en dos zonas situadas á uno y otro lado del Ecuador soplan casi constantemente vientos que llegan del Nordeste en el hemisferio boreal y del Sudeste en el austral, vientos que llevan el nombre de alisios. Estas corrientes aéreas ejercen su accion en la superficie del mar, ocasionando en ella ondulaciones que se propagan en el mismo sentido que ellas; su fuerza impulsiva obra lateralmente en las olas y motiva su movimiento de avance, haciendo afluir al Ecuador las masas líquidas así arrastradas. Compréndese que esta accion, por débil que sea en sus elementos, se multiplique por su continuidad en un sentido que es siempre el mismo y por no encontrar obstáculo alguno en toda la vasta extension de los mares ecuatoriales, en el Pacífico, en el Océano Indico y en el Atlántico. Al encontrarse bajo el Ecuador en la zona de las calmas, estos dos rios marinos, refunden sus movimientos, cuya doble direccion es Nordeste y Sudeste, en una sola corriente que sigue una direccion intermedia, esto es, de Este á Oeste. Tal es la gran corriente ecuatorial, de cuya existencia, comprobada por la observacion, nos hemos ocupado. Al tropezar con las costas orientales de los continentes, tiene que desviarse ya al Norte ó ya al Sur, segun la orientacion de las playas y segun el hemisferio á que se dirigen las dos corrientes parciales que resultan de la bifurcacion de la principal.

Esta teoría que atribuye al impulso de los vientos el orígen de las corrientes superficiales y cálidas tiene en su apoyo las observaciones hechas por Smeaton y el mayor Rennel sobre el trasporte de las aguas de un extremo á otro de un canal por un viento impetuoso; si el canal no tiene salida, el agua adquiere un nivel más elevado; pero si puede escaparse, resulta una corriente que se extiende á mayor ó menor distancia, segun el grado de la fuerza que la produce. W. Thomson se pronuncia en favor de esta teoría en sus *Abismos del mar*.

Los que consideran el calor como causa de la circulacion oceánica dan varias explicaciones acerca del modo cómo obra este agente físico, Unos, como Maury, no consideran entre los efectos del calor más que los que producen en las aguas del mar diferencias de gravedad específica, por una parte la dilatacion y por otra la evaporacion. El sabio americano se hace cargo de la ruptura de equilibrio procedente de la dilatacion de las aguas tropicales por efecto del calor solar, del modo siguiente: «Supongamos, dice, que toda el agua contenida entre los trópicos, hasta 100 brazas de profundidad, se trasformara de repente en aceite; entónces se romperia el equilibrio de las aguas de nuestro planeta, y veríamos nacer un sistema general de corrientes y contracorrientes; el aceite, manteniéndose en la superficie, se dirigiria á los polos en forma de capa no interrumpida, y el agua se encaminaria al Ecuador como contracorriente submarina. Supongamos ahora que el aceite llegado á la cuenca polar recobra su primitiva forma, y que el agua, atravesando los trópicos de Cáncer y de Capricornio se convierte en aceite, sube á la superficie en las regiones intertropicales y emprende el camino de los polos. Presentando el agua fria del Norte y el agua caliente del golfo de México, hecha específicamente más ligera por el calor tropical, un sistema análogo de corrientes y contracorrientes, ¿no son semejantes en sus relaciones recíprocas al agua y al aceite?»

La evaporacion de la superficie de los mares solamente arrebata el agua pura á la masa líquida cargada de sales: el calor y los vientos activan esta evaporacion. De aquí resulta otra causa de ruptura de equilibrio capaz de engendrar corrientes. En efecto, hé aquí lo que dice Maury acerca de ella y cómo la utiliza para explicar la existencia del Gulf-Stream. «Dado el

estado actual de nuestros conocimientos, en lo que atañe á este prodigioso fenómeno, porque el Gulf-Stream es indudablemente una de las cosas más maravillosas del océano, no hemos salido aún del terreno de las conjeturas; sin embargo, conocemos algunas de las causas activas á las cuales podemos atribuirlo con algunos visos de verosimilitud. Una de estas es el aumento de salsedumbre de las aguas despues de la absorcion por los vientos alisios de los vapores que de ellas se desprenden, tanto si es considerable como escasa esta absorcion. La otra es la reducida cantidad de sal que tiene el mar Báltico y los otros mares septentrionales. Por un lado tenemos el mar de los Caribes y el golfo de México, cuyas aguas son una verdadera salmuera, y por otro la gran cuenca polar, los mares Báltico y del Norte, cuyas aguas apénas son salobres. El agua es pesada en la primera de estas cuencas marítimas; en las otras, ligera. La extension del Atlántico las separa, pero el agua busca y conserva su nivel: ¿no tenemos aquí una de las causas del Gulf-Stream?»

Es indudable, por más que Maury parezca no haberlo advertido, que el exceso de salsedumbre ó de densidad producida por la evaporacion, debe neutralizar en todo ó en parte la diferencia que dimana de la dilatacion. Así lo hace observar Croll en los términos siguientes: «Segun estas dos teorías, dice, las diferencias de densidad entre las aguas ecuatoriales y las polares son las que producen las corrientes, sólo que la una da á las primeras *ménos densidad*, al paso que segun la otra son *más pesadas* que las polares. Tanto una como otra teoría pueden ser verdaderas, ó entrambas falsas, pero es lógicamente imposible que las dos sean exactas, por la sencilla razon de que las aguas del Ecuador no pueden ser á la vez más ligeras y más pesadas que las de los polos. En tanto que estas dos causas continuen actuando, no podrá engendrarse ninguna corriente, á no ser que una tenga más potencia que la otra, y entónces la corriente producida no existirá sino en la proporcion exacta de este exceso de potencia.»

El doctor Carpenter, de cuyas numerosas observaciones de temperatura de las aguas del mar hemos hecho mencion ya, adopta la teoría de Maury, aunque modificándola un poco; su colaborador en los sondeos marítimos, Wyville Thomson, le hace casi las mismas objeciones que Croll ha hecho á Maury. De todo esto parece desprenderse una consecuencia, y es que si las corrientes marinas están bastante bien definidas en sus caracteres generales, apénas se halla bosquejada la teoría física de sus movimientos. Así lo hacia constar en el Congreso celebrado en Glasgow en 1877 por la Asociacion Británica, el presidente de la Seccion de Geografía M. Ewans. No se ha abordado la solucion del problema con la precision que parecen exigir, por una parte los datos de observacion, y por otra las leyes de la hidrodinámica. Sin embargo, el ilustrado capitan de fragata Ansart Deusy ha publicado una teoría de las corrientes oceánicas, sobre la que debemos decir algunas palabras. Está basada enteramente en uno de los efectos más activos de la radiacion solar en las regiones tropicales, la evaporacion. A. Deusy considera el desnivel que resulta de la evaporacion en dichas regiones como suficiente causa de los movimientos que arrastran á las aguas de la zona polar hácia el Ecuador. Estas dos corrientes opuestas se encuentran allí y chocan una con otra dando lugar á una corriente de reaccion igual como masa y como cantidad de movimiento á las corrientes llegadas de los polos. Este encuentro ocurre hácia el paralelo 30. Pero aquí no se trata más que de la circulacion general que, en virtud de la accion de las fuerzas verticales y horizontales, tiene efecto en toda la masa de las aguas del océano. La rotacion de la Tierra influye en estas corrientes generales, desviando hácia el Este las que van del Ecuador á los polos, y hácia el Oeste las que llevan las aguas de las zonas polares hácia el Ecuador. En cuanto á las corrientes superficiales, calientes ó frias, como el Gulf-Stream, el Kuro-Sivo, las corrientes de Humboldt, etc., no son otra cosa sino las corrientes generales modificadas por las orillas del continente ó por los relieves del fondo del mar. Como se ve, esta teoría, resumida imperfectamente en las anteriores líneas, no hace entrar en cuenta los demás efectos del calor, como la dilatacion, el exceso de la salsedumbre, y prescinde tambien de la accion de los vientos en la superficie de las aguas.

Algunos meteorologistas, como Mohn en Suecia y Marié-Davy en Francia, recurren para explicar la circulacion oceánica ó todas las causas que las teorías precedentes consideran como exclusivamente eficaces, y piensan que su resultante es la fuerza motriz de las corrientes. Para nosotros no cabe duda de que una teoría completa de las corrientes marinas debe hacer intervenir, así los diferentes efectos del calor como la accion impulsiva de los vientos; pero repetimos que la dificultad está en averiguar hasta qué punto influyen estas fuerzas en la produccion de las corrientes realmente observadas.

CAPÍTULO II

LA CIRCULACION ATMOSFÉRICA.—LOS VIENTOS REGULARES

I

DE LOS VIENTOS EN GENERAL.—CAUSAS Y MODOS DE PROPAGACION DEL VIENTO

Al acometer el estudio de las corrientes aéreas ó de los vientos, entramos de lleno en el terreno de la Meteorología. La excursion que hemos hecho por otro terreno, en los capítulos anteriores consagrados á los movimientos de la corteza sólida y á los de las masas líquidas del globo, nos ha parecido completamente justificada y muy pronto lo será á los ojos del lector cuando vea la solidaridad que existe entre unos fenómenos que producen de consuno ese estado característico de cada país que se llama clima, siendo sobre todo imposible, cuando se trata de conocer las leyes de las variaciones del tiempo, no tener en cuenta todas las causas que pueden influir en ellas. En todas las cuestiones de meteorología dinámica, es indispensable hacer intervenir los movimientos del mar juntamente con los de la atmósfera.

Todo movimiento de trasporte ó traslacion de las capas del aire, cualquiera que sea su direccion, vertical ascendente ó descendente, oblicua ú horizontal, constituye una corriente aérea ó *viento*. Pero en el lenguaje comun y hasta en las investigaciones científicas, las más de las veces sólo se considera la componente horizontal de este movimiento, ya se trate de marcar su direccion ó bien de medir su velocidad ó intensidad.

Hemos visto que el aire no está en equilibrio sino cuando las capas que lo componen se sobreponen horizontalmente con arreglo á sus densidades, que decrecen con la altitud. Tan luégo como por una causa cualquiera sobreviene una diferencia de temperatura entre dos regiones contiguas capaz de invertir el órden de las densidades que mantiene el equilibrio, queda éste roto. El enrarecimiento que ocurre en la region del aire caldeada, da lugar á una afluencia de aire más frio y más denso, y la corriente que de ella resulta se propaga sucesivamente con una velocidad y una fuerza que dependen de las desigualdades de temperatura, de densidad y de presion. Dicho enrarecimiento puede tambien tener por causa la precipitacion del vapor de agua que el aire contenia, lo cual sucede despues de una lluvia copiosa ó de tormenta, en cuyo caso el aire de las regiones vecinas se precipita en el vacío relativo así formado, dando lugar á un viento, como en el caso de la desigualdad de temperatura.

Las causas de estas rupturas de equilibrio en el seno de la atmósfera son sumamente varias; las unas, accidentales ó locales, dependen de los lugares, de la naturaleza del suelo, de su humedad ó sequía, de la vegetacion más ó ménos abundante que lo cubre, de su altitud, del estado higrométrico del aire, etc.; las otras son periódicas, y tienen relacion con los dias y las noches ó con las estaciones. La distribucion geográfica de las tierras y de las aguas, de las montañas, de las mesetas y de los llanos ejerce tambien gran influencia en la formacion y sucesion de los vientos. En lo que no cabe duda es en la importancia que tienen las corrientes

aéreas en la economía general del planeta ó en la climatología. Segun que los vientos dominantes en un país sean frios ó calientes, secos ó húmedos, influyen de un modo favorable ó desfavorable en la vegetacion y en la salud de los hombres y de los animales. Del propio modo que las corrientes del mar, suavizan el rigor de los climas de las regiones hácia las cuales se dirigen, ó los hacen más crudos. Purifican ó sanean el aire de las ciudades renovándolo, y trasportan á los continentes las inmensas cantidades de vapor formadas por la evaporacion en la superficie del mar, las cuales se condensan en aquellos, cayendo convertidas en lluvias ó nieves. Finalmente, trasportan á largas distancias las semillas de las plantas y el pólen de las flores, prestando de este modo su ayuda á la diseminacion y reproduccion de la vida vegetal en la superficie de la Tierra. La parte de la Meteorología que estudia los vientos y las leyes de su propagacion tiene tambien un lado práctico apreciado en extremo por los marinos puesto que les permite abreviar sus viajes, beneficio que resulta asimismo del conocimiento cada vez más perfecto de las corrientes oceánicas.

Franklin se valió de un experimento muy sencillo que cualquiera puede hacer para demostrar la produccion del viento en cuanto resulta de la desigualdad de temperatura. Si se abre en invierno la puerta que pone en comunicacion dos habitaciones, una fria y otra bien abrigada, al punto se forman dos corrientes de aire. El aire de la habitacion abrigada, como más ligero, penetra, subiendo, en la habitacion fria, al paso que el aire más denso de esta sale por abajo para reemplazarle. Poniendo dos velas encendidas en la parte inferior y en la superior de la puerta, la direccion contraria de sus llamas indica claramente el sentido de las dos corrientes opuestas. Esta misma causa es la que produce las corrientes ascendentes en el interior de las chimeneas, sin las cuales no seria posible el tiro, y la que origina los movimientos del aire en el interior del tubo de una lámpara ó en los de una estufa.

Los vientos que tienen por causa el enrarecimiento de la atmósfera en uno de sus puntos, se llaman *vientos de aspiracion* (1), y por lo tanto se admite necesariamente que se propagan poco á poco en direccion opuesta á aquella de que soplan; de suerte que un viento de Este, por ejemplo, que reina en la Europa central y que sopla hácia las costas del Atlántico, ha empezado por hacerse sentir al Oeste, verbigracia, en Francia, en Suiza, en Alemania y por último en Rusia. Esta opinion, que era ya la de Franklin, ha sido controvertida. Kaemtz se inclinaba más bien á creer que el viento empieza en un punto situado en medio de la region en donde reina, para dirigirse desde allí lo mismo hácia atrás que hácia adelante.

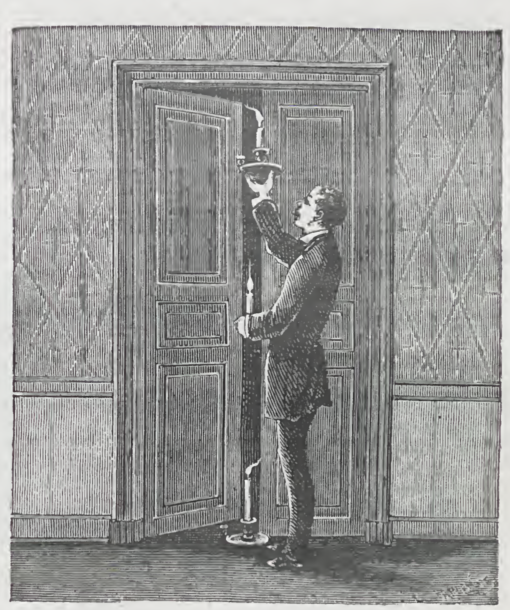


Fig. 179.—Formacion de las corrientes aéreas por desigualdad de temperatura de las capas de aire

En apoyo de su opinion aduce las brisas de tierra y de mar cuya causa es muy conocida y de las cuales hablaremos más adelante. Cita además hechos contrarios á la opinion de Franklin, pero tambien los presenta favorables, como puede verse por el ejemplo siguiente: «Cierto dia, á eso de las 7 de la tarde, se levantó en Filadelfia un fuerte viento Nordeste é impidió observar un eclipse de Luna. Este golpe de viento se sintió tambien en Boston, que está situado al Nordeste de Filadelfia, pero no empezó hasta las 11 de la noche. Otro furioso vendaval que asoló los Estados-Unidos

(1) «El 18 de noviembre de 1822 la corbeta la *Coquille* se vió sorprendida de pronto por un *pampero*, viento frecuente hácia la desembocadura del rio de la Plata, por más que á la sazon se encontrase á más de 200 leguas al E. N.E. de ella. Lo que induce á considerar este viento que soplaba de tierra como un viento de aspiracion ocasionado por un enrarecimiento de la atmósfera del mar, es que en el momento en que se le sintió, el barómetro bajó rápidamente. Una circunstancia notable fué que á pesar de su violencia, parecia haber sido en cierto modo local.» (Nota del capitan Duperrey.)

el 12 de junio de 1829, sopló primero en Albany, y luégo en Nueva-York, ciudad situada al Sur de aquella.» Véase ahora un ejemplo de propagacion directa del viento: «El terrible huracan del Sudoeste, del 29 de noviembre de 1836, pasó por Lóndres á las 10 de la mañana, por el Haya á la 1 de la tarde, por Amsterdam á la 1 y media, por Emden á las 4, por Hamburgo á las 6, por Lubeck, Bleckede y Salzwedel á las 7, y finalmente, por Stettin á las 9 y media de la noche. Trasladóse pues en la misma direccion que aquella en que soplaba, é invirtió 10 horas en recorrer el espacio que media entre Lóndres y Stettin, llevando por consiguiente una velocidad de 36 metros por segundo, ó de 129,600 por hora.»

Hoy ya no parecerian contradictorias estas observaciones opuestas. La ley de propagacion enunciada por Franklin es verdadera en cuanto se refiere á los vientos nacientes, á las corrientes de aspiracion; pero deja de serlo si se aplica á corrientes de impulsion, á *vientos de insuflacion* como se les ha llamado por oposicion á los vientos de aspiracion, ó cuando se trata de la propagacion de las borrascas, ciclones, etc., fenómenos complejos, grandes movimientos atmosféricos en que las masas de aire están animadas á la vez de un movimiento giratorio y de otro de traslacion en la superficie del planeta. Más adelante volveremos á ocuparnos de este asunto.

Por ahora, limitémonos á enumerar los elementos de las corrientes aéreas que la observacion comprueba y mide, ántes de describir en el artículo siguiente los aparatos que los meteorologistas emplean con este objeto especial. Dichos elementos son: la direccion, la velocidad y la intensidad ó presion del viento.

La *direccion* del viento se entiende con respecto á la del punto del horizonte de donde sopla, y se indica por la orientacion de este punto referida á los cuatro puntos cardinales y á los puntos intermedios. Por lo comun se hace uso de las treinta y dos designaciones siguientes, aplicadas á las divisiones del círculo del horizonte y cuyo conjunto forma la *rosa de los vientos*. Cada uno de los sectores de dicho círculo ha recibido el nombre de *rumbo*, y cuando el viento pasa de uno á otro, se dice que ha rolado ó saltado uno ó muchos rumbos (1):

NORTE	ESTE	SUR	OESTE
n ¼ ne	*e ¼ se*	*s ¼ sw*	*w ¼ nw*
NOR-NORDESTE	ES-SUDESTE	SUD-SUDOESTE	OES-NOROESTE
ne ¼ n	*se ¼ e*	*sw ¼ s*	*nw ¼ w*
NORDESTE	SUDESTE	SUDOESTE	NOROESTE
ne ¼ e	*se ¼ s*	*sw ¼ w*	*nw ¼ n*
ES-NORDESTE	SUD-SUDESTE	OÉS-SUDOESTE	NOR-NOROESTE
e ¼ ne	*s ¼ se*	*w ¼ sw*	*n ¼ nw*
ESTE	SUR	OESTE	NORTE

La *velocidad* del viento es el número de metros que las moléculas del aire recorren en un segundo (ó el número de kilómetros recorridos en una hora). La *intensidad* ó la *fuerza* del viento es la presion que ejerce en la unidad de superficie, que es el metro cuadrado; por lo general, se la expresa en kilógramos. En las observaciones corrientes, á falta de aparatos á propósito para medir la velocidad del viento y su fuerza, que á menudo se confunden indebidamente, se calcula directamente uno ú otro de estos elementos adoptando una escala convencional, cuyos grados corresponden á efectos conocidos del viento, en tierra ó en mar. Los cuadros siguientes demuestran la concordancia entre los grados de la escala terrestre adoptada por los meteorologistas y los de la escala de Beaufort más particularmente usada por los marinos.

(1) Antes se anotaba abreviadamente cada direccion con las letras iniciales N, E, S, O; pero en virtud de una decision adoptada por el Comité internacional meteorológico de Viena se ha reemplazado la inicial O con la W para evitar la confusion procedente de la significacion de la letra O, que en aleman, por ejemplo, es la inicial de la palabra *Ost* (Este). El uso de la inicial W impide toda equivocacion.

Síguese marcando en grados la direccion del viento. En este caso se indica con una de las letras S ó N si sopla del hemisferio Sur ó del Norte, á continuacion se pone el número de grados que su direccion forma con el meridiano, y por último la letra W ó la E segun que el ángulo se cuenta al Oeste ó al Este. Este sistema de anotacion es útil si se necesita medir la direccion con mayor precision.

ESCALA terrestre	EFECTOS DEL VIENTO	ESCALA marina de Beaufort
0. Calma.	El humo sube verticalmente; las hojas de los árboles no se mueven.	0. Calma.
1. Débil.	Perceptible en las manos y en la cara; agita las hojas pequeñas.	1. Casi calma. 2. Brisa leve.
2. Moderado.	Hace ondear una bandera; agita las hojas y las ramitas de los árboles.	3. Brisa ligera. 4. Brisa fresca.
3. Bastante fuerte.	Agita las ramas gruesas de los árboles.	5. Buena brisa. 6. Fresco.
4. Fuerte.	Agita las ramas más gruesas de los árboles y los troncos de escaso diámetro.	7. Frescachon. 8. Pequeña racha.
5. Violento.	Sacude todos los árboles, rompe las ramas y los troncos de escaso diámetro.	9. Racha. 10. Duro racheado.
6. Huracan.	Derriba las chimeneas, arranca los tejados de las casas y desarraiga los árboles.	11. Temporal. 12. Huracan.

Las *Instrucciones* de la Oficina central meteorológica de Francia, de las cuales hemos sacado el cuadro anterior, agregan el de la velocidad ó fuerza del viento para cada uno de los siete grados de la escala terrestre ó de los trece correspondientes de la escala marina. Hé aquí estas cifras:

GRADOS DE LA ESCALA		VELOCIDAD		PRESION del viento en kilógramos por metro cuadrado
Terrestre	Marina	En metros por segundo	En kilómetros por hora	
0.	0.	de 0^{m} á $0^{m},5$	de 0^{km} á $1^{km},8$	de 0^{kg} á $0^{kg},1$
1.	1. 2.	$0^{m},5$ á $5^{m},0$	$1^{km},8$ 18^{m}	$0^{kg},1$ 3^{kg}
2.	3. 4.	5^{m} 10^{m}	18^{km} 36^{km}	3^{kg} 12^{kg}
3.	5. 6.	10^{m} 15^{m}	36^{km} 54^{km}	12^{kg} 27^{kg}
4.	7. 8.	15^{m} 20^{m}	54^{km} 72^{km}	27^{kg} 48^{kg}
5.	9. 10.	20^{m} 30^{m}	72^{km} 108^{km}	48^{kg} 108^{kg}
6.	11. 12.	más de 30^{m}	más de 108	más de 108

Dadas estas definiciones, veamos ahora cómo se miden los diferentes elementos del viento.

II

VELETAS, ANEMOSCOPIOS Y ANEMÓMETROS

Desde tiempo inmemorial se hace uso, para observar la direccion del viento, de veletas, fijas en los tejados de las casas ó de cualesquiera edificios, ó en la punta de un poste ó montantes plantados con este exclusivo objeto. En el mar, las grímpolas de los mástiles y el humo de las chimeneas de los buques no indican la verdadera direccion del viento sino cuando el barco navega á barlovento; en el caso contrario, marcan la direccion de la componente de las velocidades del viento y del buque. Los viajeros que no tienen veletas á su disposicion pueden sustituirlas atando una cinta á la punta de un palo; cuando el viento es flojo, basta volver la cara á todos los puntos del horizonte para conocer el sitio de donde sopla; mojándose un dedo y levantándolo, el frio que produce la evaporacion es más vivo por el lado del viento; de este modo se puede conocer aproximadamente su direccion.

Las veletas comunes, por lo general mal construidas y peor equilibradas, tienen además otro inconveniente que hace su uso muy difícil en meteorología; estando situadas en la parte exterior y superior de los edificios, es algo penosa su observacion continua, y al observador le cuesta algun trabajo discernir el rumbo del viento con exactitud. Si su elevacion es insuficiente, la corriente que las hace girar tiene muchas veces una direccion que no es la del viento reinante, de lo cual es fácil cerciorarse examinando muchas veletas cercanas, pues rarísima vez concuerdan sus indicaciones.

Antes de describir el modo de instalacion más racional, conviene decir que las corrientes aé-

reas no siempre tienen la misma direccion á diferentes alturas. A veces se nota que las nubes marchan en una direccion y las veletas en otra; por consiguiente, el meteorologista tendrá que hacer dos observaciones simultáneas: la direccion del viento á suficiente altura sobre el suelo, y la de la direccion seguida por las nubes, y áun por varias capas de nubes superpuestas. Para la primera, se valdrá de los anemoscopios que vamos á describir; para la segunda, que no siempre es fácil, del *espejo de nubes*. Hé aquí cómo describen las *Instrucciones meteorológicas* este último aparato: «Es un disco de cristal negro, colocado horizontalmente, y en cuya circunferencia están grabados los cuatro puntos cardinales y sus direcciones intermedias, N.—N. N. E.—N. E.—E. N. E., etc. En un sitio cualquiera de este disco se puede poner una varilla metálica vertical, provista de un pié y terminada en agujero á manera de ojete. Para averiguar la direccion del movimiento de una nube, se pone esta varilla de metal en un sitio tal, que el ojo al mirar por el ojete, vea la imágen de la nube por reflexion en el cristal negro

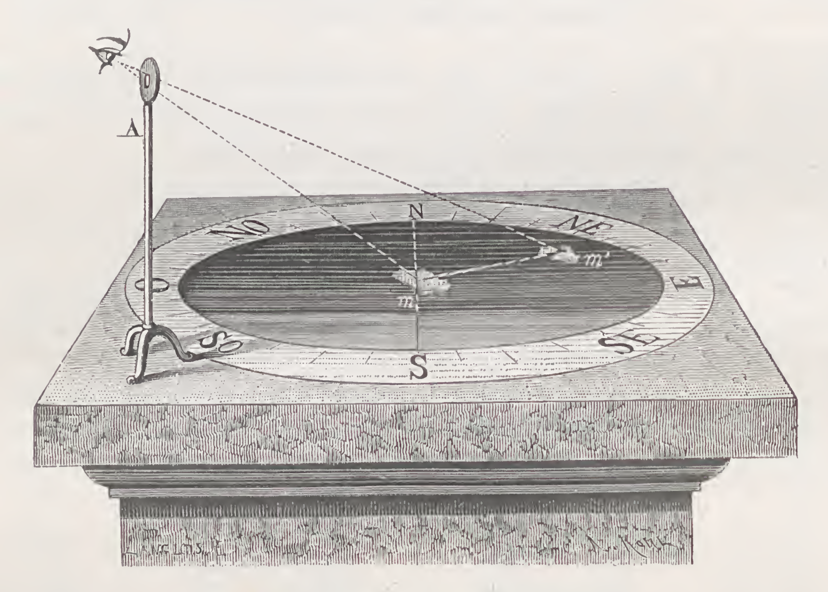


Fig. 180.—Espejo de los vientos superiores

reproduciéndose en el centro del disco: despues, sin mover el ojete, se mira por cuál division del círculo sale del espejo la imágen de la nube: la direccion opuesta será aquella por la cual ha entrado. Se puede prescindir de buscar la direccion opuesta y anotar simplemente aquella por la que desaparece la nube, si se ha tenido la precaucion de orientar el espejo al contrario, en cuyo caso la division S mirará al Norte, E al Oeste, y así sucesivamente; la lectura dará entónces la direccion que se debe inscribir en las hojas y que es siempre aquella de *donde viene* la nube.»

La observacion de la direccion del viento en tierra se hace casi siempre con una veleta, el más sencillo de los *anemoscopios*. Debe estar instalada á una altura suficiente para que los remolinos que resultan de la proximidad de los edificios, de los árboles, etc., no estorben sus verdaderas indicaciones. Importa sobre todo que sea muy movediza, condicion que se llenará cuando pueda girar libremente al rededor de un eje de verticalidad perfecta, y cuando esté bien en equilibrio, con su centro de gravedad en el eje mismo. En la varilla vertical hay soldadas dos placas formando un ángulo agudo (de unos 20°), las cuales tienen por contrapeso una ficha terminada en una punta ó en una bola situada en el plano bisector de las dos placas. La varilla atraviesa la techumbre del edificio así como el techo de la habitacion en que está el observador, y pasa por unas grapas que la sostienen sin sujetarla. En su extremo inferior lleva un disco horizontal sólido, metido en un tambor fijo en el techo y descansando en unas bolas de metal ó de ágata (1). De esta suerte queda asegurada la movilidad de la varilla que baja de la veleta; y por otra parte, dándole las dos placas más estabilidad, impiden las oscilaciones demasiado

(1) «En lugar de hacer que descanse la veleta sobre unas bolas, dicen las *Instrucciones meteorológicas*, se la puede sostener, en una gran vasija llena de agua salada ó cargada de cloruro de calcio, por medio de un flotador, por ejemplo un cilindro de zinc hueco ó una esfera.

fuertes y frecuentes, que se observan durante los temporales cuando la placa es una sola. Las indicaciones se leen debajo del tambor en una rosa de vientos trazada en el techo y que tiene por centro el extremo de la varilla. Esta lleva con tal objeto una aguja fija en una direccion exactamente paralela al plano bisector de las dos placas de la veleta y la cual sigue por consiguiente todas sus oscilaciones. Con esta instalacion se puede observar la direccion del viento á cada instante, tanto de dia como de noche, sin necesidad de salir de la habitacion, y es muy suficiente cuando no se tiene empeño en anotar todas las variaciones de esta direccion. Pero cuando se quieren conocer estas variaciones de un modo continuo, ó siquiera á cortos intervalos y sin interrupcion, la observacion de la veleta es penosa en demasía. En este caso, hay que adoptar aparatos indicadores, ya de la direccion, ya de la velocidad del viento, ó bien de ambos elementos á la vez. Desde principios del siglo pasado se comprendió la utilidad de estos instrumentos y un distinguido mecánico de aquella época, llamado d'Ons en Bray hizo en 1734 la descripcion de «un anemómetro que marca por sí mismo en el papel, no tan sólo los vientos que soplan cada veinticuatro horas, y la hora en que cada uno ha empezado y concluido, sino tambien sus diferentes velocidades ó fuerzas relativas.» Este aparato consistia en un cilindro vertical puesto sobre el eje de la veleta, que daba vueltas como ella y llevaba 25 lápices colocados en forma de hélice; una tira de papel puesta en marcha por un mecanismo de relojería se iba desenrollando delante del cilindro, y el lápiz que, en virtud del movimiento de la veleta, rozaba con la superficie del papel, trazaba en ella una línea continua. La altura de la línea así trazada indicaba la direccion del viento, y su longitud daba á conocer el tiempo durante el cual habia soplado.

El número de aparatos inventados desde entónces para inscribir la direccion, velocidad ó fuerza del viento, es muy grande. Nos limitaremos á mencionar el anemoscopio del P. Beaudoux que llevaba dos especies de salvaderas ó arenilleros, cada uno de los cuales depositaba en los canalones de una corona una parte de la arenilla que contenia. Como en la corona habia, para el equilibrio, dos filas de diez y seis cajitas, la cantidad de arena vertida en cada una de estas era proporcional al tiempo durante el cual habia soplado el viento en la direccion correspondiente. M. Liais ha discurrido un anemómetro parecido al que acabamos de describir; en lugar de arena, es agua suministrada por un vaso de Mariotte (de salida constante) la que cae en las cajas de muchas coronas concéntricas. Cuanto más fuerte es el viento, más cerca del eje está la corona en que cae el agua del embudo, de suerte que la fila de la corona marca la intensidad, al paso que la direccion está marcada por la caja, y la duracion del viento por la cantidad de agua recogida en esta.

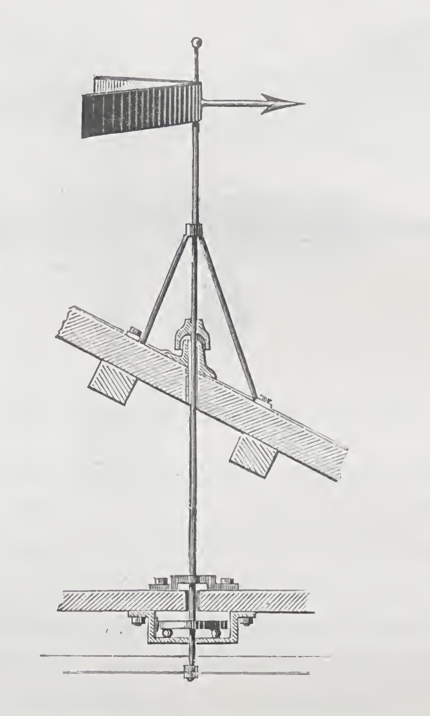


Fig. 181.—Instalacion de una veleta

Se ha tratado de medir directamente la intensidad del viento: los aparatos ideados con este objeto son los llamados anemómetros de presion; y si sólo se quiere medir la velocidad (de la cual se deduce la fuerza del viento por medio de un cálculo, segun una relacion determinada por la experiencia), se usan sobre todo los *anemómetros de rotacion.* Los primeros se

---

Este flotador podrá estar provisto exteriormente de aletas, destinadas á aumentar el rozamiento contra el líquido. De este modo, mejor que por cualquier otro procedimiento, se tiene una veleta que obedece á los vientos más débiles, y que por el contrario, ofrece gran resistencia á los cambios de posicion rápidos, lo cual hace que, cuando soplan vientos fuertes, no sufra esas violentas oscilaciones que las más de las veces tienen por causa algun defecto del instrumento.»

usan poco. Citemos el de Bouguer (fig. 182), formado de una placa circular D cuya superficie se presenta perpendicularmente á la direccion del viento; la placa está provista de una varilla *t*, la cual atraviesa sin rozamiento un tubo que contiene un muelle espiral que resiste al hundimiento de la varilla, es decir, á la accion del viento sobre la placa; una escala graduada da á conocer cuánto ha cedido el muelle. El anemómetro de Lind (fig. 183) está basado en la

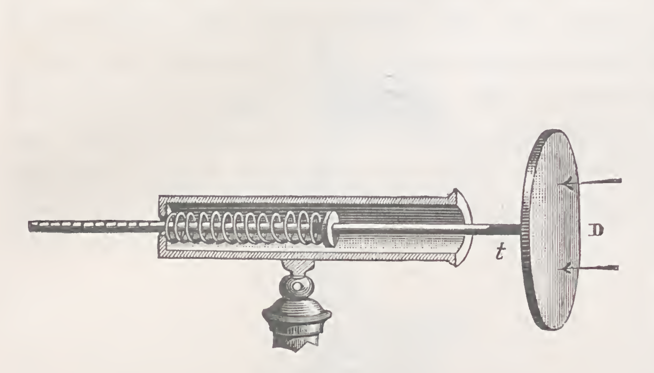


Fig. 182.—Anemómetro de presion de Bouguer

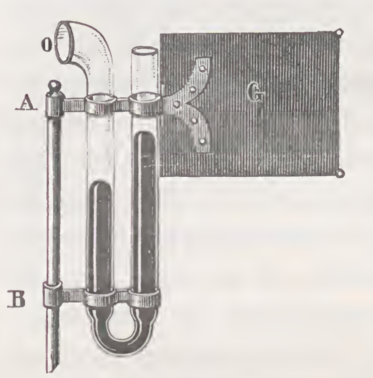


Fig. 183.—Anemómetro de presion de Lind

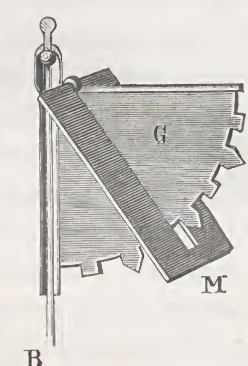


Fig. 184.—Anemómetro de presion Taupenot

repulsion de una columna líquida contenida en un tubo encorvado en forma de sifon. Este tubo gira con el eje AB de una veleta G y presenta uno de sus orificios O á la accion del viento: la diferencia del nivel del mercurio en los dos tubos indica la presion ejercida por el viento. Por último, en el anemómetro de presion de Taupenot, representado en la figura 184, la fuerza del viento se ejerce contra una placa rectangular que gira alrededor de un eje horizontal dirigido perpendicularmente al plano de la veleta. Cuanto más fuerte es el viento, más se levanta la placa; pudiéndose medir el ángulo que forma con la vertical por el número de cranes salientes que corresponden á las divisiones de la placa, cortada en cuarto de círculo.

Pasemos á los anemómetros de rotacion usados hoy en los observatorios meteorológicos. Estos aparatos son al mismo tiempo anotadores. Los primeros de esta clase que se construyeron, por ejemplo, el de Wolmann, perfeccionado por Combes y por el general Morin (1), inscribian el número de las vueltas de sus mo-

(1) El anemómetro Combes merece algo más que una simple mencion. Hé aquí su descripcion y su figura tomadas del excelente *Diccionario de matemáticas aplicadas* de M. Sonnet:

«Se compone de cuatro alas planas C, C, C, C, puestas en un eje A, terminado en unas puntas muy finas que giran en chapas de

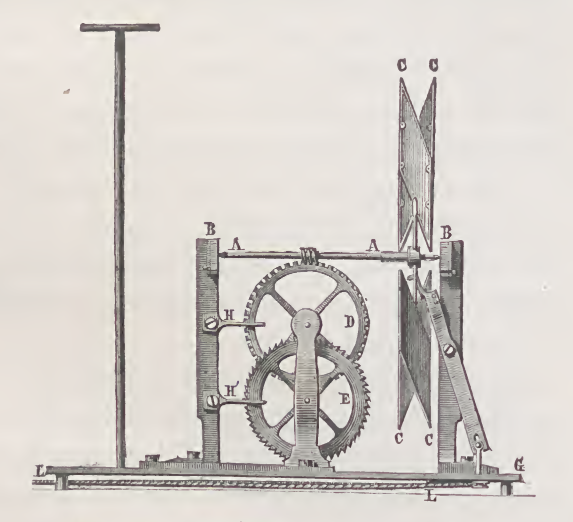


Fig. 185.—Anemómetro Combes, vista lateral

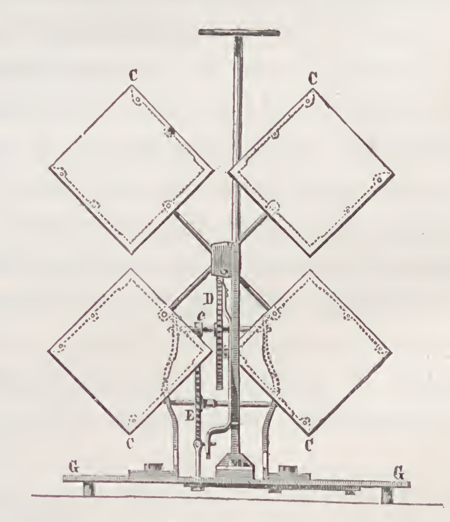


Fig. 186.—Anemómetro Combes, vista de frente

ágata BB. Expuesto este molinete al viento de modo que la velocidad de este sea paralela al eje AA, emprende un movimiento de rotacion más ó ménos rápido. Un tornillo sin fin, tallado en el eje AA, comunica el movimiento á una rueda dentada D, en cuyo eje hay un pequeño muñon que á cada movimiento hace pasar un diente de otra rueda E, la cual está sujeta por un muelle muy flexible fijo á la placa horizontal G, en la que descansa todo el aparato. La rueda D tiene 100 dientes, y la E 50. Dos agujas H y H' puestas enfrente de estas rue-

linetes en unos contadores de cuadrante; pero en los aparatos más recientes, la electricidad es la encargada de trasmitir y anotar sus indicaciones en el papel dado de negro de los cilindros. Tomaremos por ejemplo de estos últimos aparatos los anemómetros que están en uso en el observatorio de Montsouris hace unos diez años.

En un principio, el anemómetro de M. Hervé-Mangon servia para inscribir la direccion del viento. Hé aquí de qué modo: la veleta lleva en su eje cuatro discos metálicos que giran con ella y hacen las veces de conmutadores eléctricos. Con este objeto, cada disco lleva muescas en los 5 octavos de su circunferencia, y los otros 3 octavos forman saliente; pero los cuatro discos están fijos en el eje de modo que la parte media de cada una de las salientes ó resaltos está á 90 grados de la situada encima ó debajo de ella, de suerte que cuando el movimiento de la veleta orienta una de ellas al Norte, las otras tres están orientadas al Este, al Sur y al Oeste. En la caja que contiene los discos hay cuatro muelles enfrente de cada uno de ellos, y apoyándose en su circunferencia, mantienen el contacto con el disco que presenta su parte saliente. Este contacto persiste miéntras la direccion del viento está comprendida entre las divisiones extremas que corresponden á los 3 octavos de la circunferencia; puede existir para un solo disco ó para dos discos á la vez, pero nunca para más. Hay un solo contacto cuando el viento sopla de una de las cuatro direcciones principales N., E., S., O.; en las cuatro direcciones intermedias, hay contacto para los dos discos correspondientes. Pero los muelles ó frotadores están en relacion, por medio de unos hilos conductores, con los polos de cuatro electroimanes; cuando se establece el contacto, pasa la corriente, anima uno ó dos de los electros, y mueve un temblon que marca un punto en una tira de papel que se desenrolla de un modo uniforme impulsado por un mecanismo de relojería. La inscripcion se hace de diez en diez minutos, de suerte que, examinando los puntos trazados en el papel en un período de 24 horas, se podrá conocer la direccion del viento y todas sus variaciones durante este intervalo.

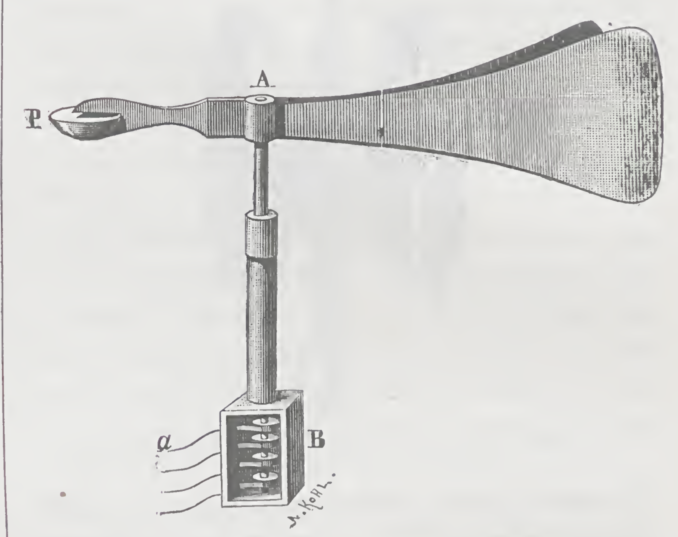


Fig. 187.—Veleta del anemómetro H. Mangon

A pesar de la bondad de este aparato, adolecia del inconveniente de no marcar más que ocho direcciones. Con objeto de obtener diez y seis, M. Marié-Davy, director del Observatorio, le sustituyó con un anemómetro construido por Salleron, cuya descripcion es la siguiente: En lugar de veleta tiene dos ruedas verticales de paletas oblícuas R, R′, que giran alrededor de un eje vertical. En medio de este eje y formando cuerpo con él, hay un árbol vertical A movible en *m* alrededor de un pivote. El eje de las ruedas lleva un piñon que engrana con los dientes de una corona B, fija horizontalmente en el extremo de la barra M y cubierta con un sombrerete C. Segun que el viento dé en las palas de las ruedas por una ú

---

das, sirven para dar á conocer cuánto ha girado cada una de ellas. A cada vuelta del molinete, el tornillo sin fin avanza un paso, y la rueda D un diente; por consiguiente, si se ve que la E ha saltado *m* dientes y que la D ha girado además *n* dientes, se deducirá que el molinete ha dado 100 $m + n$ vueltas. Con dos alambres LL que se pueden manejar desde alguna distancia, se hace mover una horquilla K que se interpone entre los brazos del molinete cuando se quiere detener el aparato ó que se retira de él si se le quiere poner en marcha. Para hacer uso de este aparato, se empieza por poner el cero de cada rueda enfrente de la aguja correspondiente; se coloca el instrumento en la corriente cuya velocidad se quiere medir; se retira la horquilla á un momento dado; se deja que el molinete dé vueltas tres ó cuatro minutos y en seguida se tira del alambre que sirve para introducir la horquilla entre el molinete; acto continuo se mira en las ruedas el número de vueltas dadas por el aparato, y se deduce fácilmente de ellas el número de las dadas por segundo.

»Si N es este número de vueltas y si llamamos V á la velocidad del viento y *a* y *b* á las constantes, tendremos $V = a + b$ N. Las constantes *a* y *b* se han determinado de antemano poniendo el aparato en corrientes cuya velocidad sea conocida, ó más bien haciéndole mover con una velocidad conocida en un aire en reposo.»

El general Morin añadió al anemómetro Combes otra rueda de 100 dientes, merced á la cual se puede contar hasta 500,000 vueltas, y le proveyó de cuadrantes cuyas agujas indicaban inmediatamente el número de vueltas dadas. El anemómetro Combes se hace de materiales más ó ménos ligeros, segun las velocidades que se han de medir. Para las velocidades pequeñas (Peclet las midió de $0^{m},16$ por segundo) las alas del molino se hacen de mica.

otra de sus caras, giran estas en un sentido ó en el opuesto; pero en ambos casos todo el aparato da vueltas alrededor del eje horizontal,

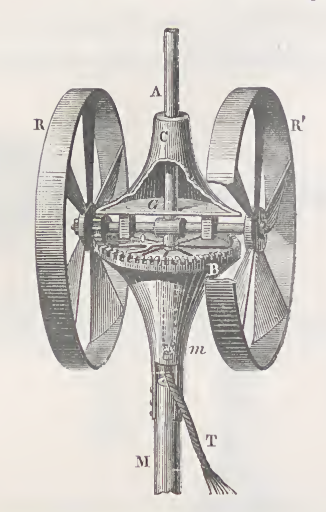


Fig. 188.—Anemómetro Salleron; ruedas de paletas oblícuas

de modo que se orienta con arreglo á la direccion del viento. Una vez en esta posicion, permanece en ella miéntras el viento no cambia. La corona está dividida en ocho sectores metálicos fijos correspondientes á las ocho divisiones principales de la rosa de vientos y aislados entre sí; á cada uno de ellos está soldado un hilo distinto cubierto de gutapercha y los ocho hilos reunidos en un solo cable T van á parar al anotador. Por cima de los sectores, el árbol A lleva

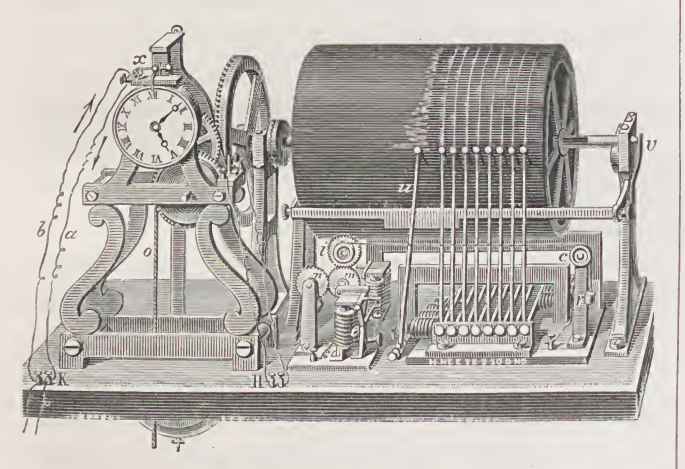


Fig. 189.—Anotador del anemómetro Salleron

una horquilla metálica *o*, que, girando con él, queda siempre en la direccion del viento y que sirve de contacto entre el sector en que se apoya y un noveno hilo que comunica con la pila del anotador. De este modo penetra la corriente de la pila en aquel de los ocho hilos que parte del sector que está en contacto con la horquilla, ó tambien en los hilos de dos sectores contiguos cuando la direccion del viento es intermedia entre dos de los ocho rumbos principales.

Veamos ahora cómo funciona el anotador. Cada uno de los ocho hilos va á parar á un electro-iman especial, cuya armadura actúa sobre una grande aguja que lleva en su extremo una punta fina la cual se apoya en la superficie del cilindro dado de negro. Este cilindro recibe movimiento uniforme de un reloj que sólo deja pasar de diez en diez minutos la corriente de la pila. A la derecha de la figura 189 se ven las ocho agujas que corresponden á los ocho rumbos principales del viento. Cuando la corriente no pasa, cada aguja traza un círculo en el cilindro; mas tan luégo como pasa por uno ó dos de los electro-imanes, la aguja (ó las dos agujas correspondientes) traza una rayita trasversal; cada diez minutos se inscribe un trazo semejante, con lo cual se puede ver á la vez qué viento sopla en un instante dado del dia y por espacio de cuánto tiempo ha soplado, en virtud del número y de la distancia que media entre los trazos marcados en cada una de las ocho circunferencias.

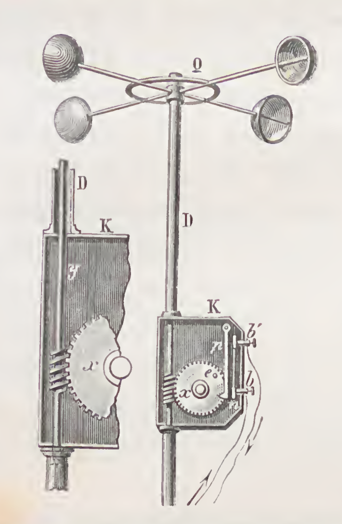


Fig. 190.—Anemómetro de molinete de Robinson

La velocidad del viento se conoce con el anemómetro de Robinson, que es un molinete de cuatro brazos horizontales cada uno de los cuales lleva en su extremo un hemisferio metálico hueco. Este molinete está sostenido por un eje D en la punta de una barra y gira á los embates del viento, más fuerte en el interior de los hemisferios que en su parte convexa. Del número de las vueltas ó revoluciones hechas por el molinete se puede deducir la velocidad del viento por hora y por segundo, en virtud

de un principio establecido por el inventor Robinson, segun el cual, el número de vueltas es proporcional á la velocidad del viento; cuando la longitud de los brazos es bastante grande para que se pueda considerar como insensible

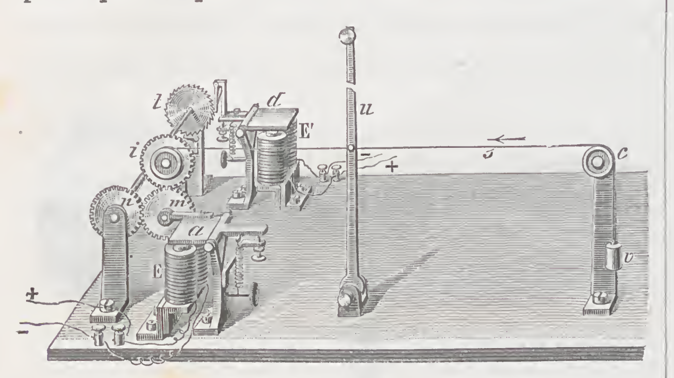


Fig. 191.—Mecanismo del anotador de la velocidad del viento

el rozamiento en el eje, el camino recorrido por uno de los hemisferios en un tiempo dado es igual al tercio del camino recorrido por una molécula de aire en el mismo espacio de tiempo. Así pues, mediante un cálculo fácil se puede averiguar la velocidad del viento si se conoce el número de vueltas del molinete y la distancia del centro de un hemisferio al eje de rotacion. Esta es conocida y constante para un anemómetro; un contador de cuadrante ó un anotador eléctrico marca el número de las vueltas. En ambos casos, el árbol D que sustenta el molinete ó más bien la varilla *y*, comunica su movimiento de rotacion, por medio de un tornillo sin fin, á una rueda dentada *x*. Cada vuelta del molinete hace que avance un diente de esta rueda; si tiene 100 dientes, una revolucion de la rueda corresponderá á 100 vueltas. En los contadores, la primera rueda engrana por un piñon con otra rueda cuya velocidad es 10 veces menor, y cada revolucion corresponderá á 1,000 vueltas de molinete. Merced á los índices de los cuadrantes centrados en estas ruedas, se podrán calcular las vueltas que ha dado el molinete en un tiempo determinado y por consiguiente el número de kilómetros recorridos por el viento, ó segun el lenguaje meteorológico, los *kilómetros de viento* que han pasado por el anemómetro en 24 horas.

La inscripcion eléctrica de la velocidad se efectúa del modo siguiente. A cada vuelta de la rueda *x*, una clavija se pone en contacto con la palanca *p*, haciendo que se apoye sobre una placa elástica en *n*. Entónces la corriente de la pila, interceptada en el tornillo *b*, pasa por *b'* y llega al electroiman E' (fig. 191), cuya armadura se baja, actuando por medio de un trinquete en la rueda dentada *t* á la cual hace avanzar un diente. Este movimiento se comunica por las ruedas *n*, *m*, *i*, á una hebra de seda fija á la aguja *u*, la cual se inclina de derecha á izquierda, trazando una raya en el cilindro dado de negro. Las rayas sucesivas forman una curva tanto más larga cuanto mayor es la velocidad del viento. De hora en hora queda interrumpida del modo siguiente: una corriente que llega en tal momento á animar el electroiman E hace bajar la armadura *a* y la rueda *m;* como entónces la rueda *i* queda libre, la hebra de seda tirada por un contrapeso, lleva la aguja *u* á su punto de partida para volver á empezar otra curva. Si la punta de esta aguja recorre un milímetro á cada vuelta de la rueda *x* del anemómetro, ó sea á cada kilómetro recorrido por el viento, compréndese que, examinando las curvas del papel del cilindro, se podrá conocer la velocidad de aquel á cualquier hora del dia.

La figura 192 es la reproduccion de los tra-

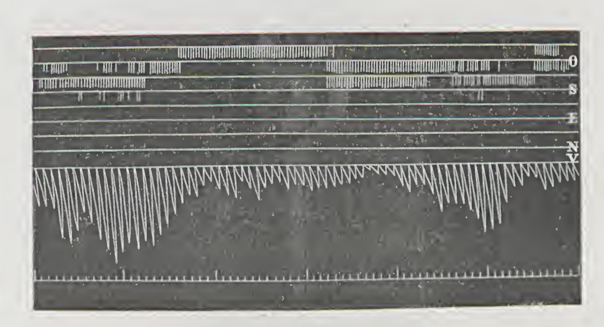


Fig. 192.—Diagramas del anemómetro, que marcan la direccion y velocidad del viento

zados del anemómetro que acabamos de describir, en tres dias consecutivos de 24 horas. La línea graduada de la parte inferior del grabado es una línea de referencia, cada uno de cuyos trazos ó divisiones corresponde á una hora de los tres dias. Encima, y en una línea señalada con una V, se ve una serie de curvas oblícuas, de longitudes desiguales; son las de que acabamos de hablar en último lugar; con su longitud marcan la velocidad del viento durante cada hora: la curva que se ve en sus extremos presenta á la vista las variaciones sucesivas de esta velocidad. Mas arriba hay ocho líneas horizontales que corresponden á las direcciones del viento de los cuatro puntos cardinales y á

sus intermedias. Los trazos verticales que de ellas bajan indican cuál era, á la hora correspondiente, la direccion del viento que soplaba á la sazon. En ciertos puntos se sobreponen dos direcciones, O. y S. O. por ejemplo. Esto indica que á tales horas la direccion del viento estaba comprendida entre esos dos rumbos, y por consiguiente era poco más ó menos de O. S. O.

En el Observatorio de Montsouris marcaban en un principio la *presion del viento* cuatro conos fijos dirigidos hácia los puntos cardinales, conos que, puestos en los cuatro ángulos de la plataforma del poste de los anemómetros (figura 193), comunicaban con el interior del pabellon de los aparatos anotadores por medio de cuatro tubos de cobre, de unos 24 metros de largo. Cada tubo terminaba en otro de cautchuc que se introducia en una cajita de barómetro metálico. Agrupando estas cajas dos á dos, con *vientos opuestos*, la presion era positiva en la una y negativa en la otra, y su diferencia (ó

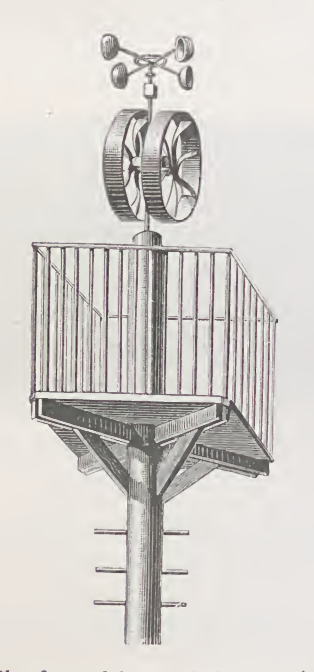


Fig. 193.—Plataforma del poste de los anemómetros en el Observatorio de Montsouris

suma algebraica) era lo que la aguja marcaba en el cilindro del anotador. Los dos resultados obtenidos daban las componentes rectangulares de la presion, de las cuales se podia deducir la presion total. «Pero las indicaciones de los golpes de viento, dice el *Anuario de* 1878, eran complicadas á causa de su incesante movilidad. El resúmen de los datos anotados era poco seguro y sumamente difícil.» Estos inconvenientes han decidido al director del Observatorio á reemplazar el sistema que acabamos de describir con nuevos aparatos, con cuya descripcion terminaremos este artículo.

El anemómetro multiplicador de E. Bourdon, que está representado en sus partes esenciales en las figuras 194 y 195, tiene por prin-

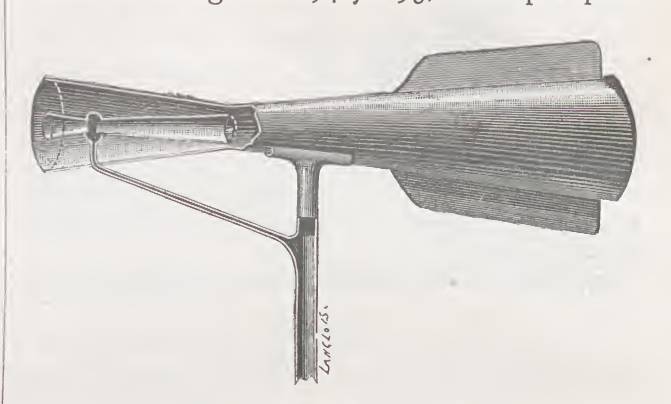


Fig. 194.—Anemómetro multiplicador de Bourdon

cipal objeto la medida y anotacion de las presiones del viento y de sus variaciones. Su construccion está basada en las propiedades de los *tubos de Venturi.* Dase este nombre, del de su inventor, á un sistema particular de tubos ensamblados, aplicado á la salida de los líquidos ó de los gases, sistema formado de dos tubos cónicos desiguales, reunidos por sus bases menores. Si con un ventilador ó por otro medio análogo se introduce aire por una de las aberturas del tubo bicónico, la velocidad de la corriente de aire irá acelerándose hasta la parte de la seccion más pequeña, es decir, hasta el punto de reunion de los dos tubos, uno de los cuales es convergente y el otro divergente. Si se pone un manómetro de agua en el orificio de entrada de la corriente y otro en la seccion menor, se verá que siendo 1 la columna de agua levantada en el orificio por la presion ocasionada por el ventilador, la que marcará el segundo manómetro será 6; sólo que esta segunda presion será negativa, á causa del vacío producido en este punto por la aceleracion de la velocidad de la corriente.

M. Bourdon ha multiplicado esta accion neumática de los tubos de Venturi, poniendo un segundo tubo más pequeño dentro del primero. Las dimensiones de este nuevo tubo son bastante reducidas para que sólo ocupe la parte central de la seccion más pequeña del tubo que lo rodea; además, la extremidad divergen-

te del tubo interior ocupa exactamente el punto á donde van á reunirse los vértices de los conos truncados del tubo grande. Claro está que con esta disposicion, representada en la fig. 194, la velocidad de la corriente gaseosa que penetre por el orificio del tubo menor aumentará un grado más al llegar á la seccion más pequeña de este último. En efecto, el orificio de salida del tubo interior desemboca en un punto del mayor, en el que segun hemos visto, el aire está ya considerablemente enrarecido. La salida se efectuará en él no tan sólo bajo la accion propulsora de la corriente aérea, sino tambien bajo la influencia de la presion atmosférica que gravita con todo su peso sobre el orificio de entrada. Los experimentos han demostrado que la aceleracion de velocidad con un solo tubo interior está en la proporcion de 1 á 4'5, no siendo menor de 1 á 20 la diferencia entre las presiones. La introduccion de un tercer tubo en el segundo aumentaria en un grado la aceleracion de las velocidades ó la diferencia entre las presiones, con lo cual queda justificado el nombre de *anemómetro multiplicador* dado á un aparato de esta clase. Digamos ahora cómo se le aplica á las observaciones meteorológicas.

La parte exterior del aparato (fig. 194) no es otra cosa sino un sistema de dos tubos Venturi, metido uno dentro de otro segun las reglas que acabamos de indicar. Puesto sobre un eje

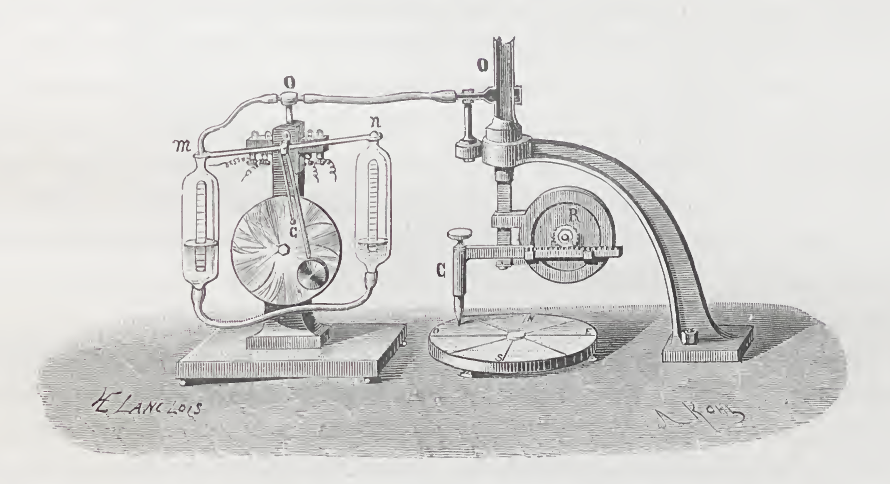


Fig. 195.—Anotador del anemómetro multiplicador de Bourdon

móvil y provisto de dos aletas que ofrecen asidero á la accion del viento, este doble tubo forma una veleta que se orienta por sí misma en la direccion del viento reinante. Al soplar la corriente aérea en los orificios de entrada de uno y otro tubo, y al penetrar en su interior, sufre la aceleracion de velocidad de que acabamos de tratar y que tiene por consecuencia, en los puntos de union de los extremos truncados de los conos, la diferencia de presion en razon de esta aceleracion de velocidad. Resta ver cómo se mide y se anota esta diferencia de presion y cómo se deduce de ella la del viento.

Los extremos truncados de los conos que forman el pequeño tubo interior no están unidos, sino que entre ellos queda un reducido espacio libre cubierto con un manguito hueco; de éste parte un tubo cilíndrico que desemboca en el eje hueco del anemómetro, baja á lo largo de este eje, y penetra en la sala donde está instalado el aparato anotador. Al llegar allí comunica en O con un tubo lateral que pasa al manómetro de agua destinado á medir la diferencia de presion del manguito. La fig. 195 indica en qué consiste este manómetro. Dos vasos cilíndricos graduados *m n*, cuyos fondos inferiores están en comunicacion por medio de un tubo de goma, penden de los extremos de una pieza metálica que oscila alrededor de su punto medio como el fiel de una balanza. De este punto medio parte, en ángulo recto con el fiel, una varilla que lleva un contrapeso, y otra más pequeña con un lápiz *c* que roza con un disco vertical de papel.

Cuando la velocidad y la presion del viento son nulas, tambien es nulo el enrarecimiento en el manguito hueco del anemómetro; los vasos comunicantes indican con la igualdad de altura de las columnas de agua que contienen, la igualdad de sus presiones interiores; el fiel está ho-

rizontal y el lápiz no traza más que un punto en el centro del disco giratorio. Si la velocidad y la presion del viento aumentan, el fiel se inclina hácia el lado del vaso que comunica con el tubo y el manguito, y cuya columna de agua propende á elevarse; y el lápiz traza una curva cuya amplitud está en relacion con la velocidad ó la presion del viento. Al cabo de veinticuatro horas, el disco, movido por un mecanismo de relojería, conserva así las huellas de las variaciones de presion que ha tenido el viento en este espacio de tiempo.

El anotador del anemómetro multiplicador marca tambien la direccion del viento. Con este objeto, el eje del anemómetro lleva en su parte inferior y en ángulo recto con su direccion, una pieza provista de un lápiz vertical C. Esta especie de compás anemométrico traza arcos concéntricos en un disco horizontal dividido como la rosa de vientos. Para distinguir estos arcos segun la hora del dia en que el lápiz las traza, un aparato de relojería imprime al brazo horizontal que lleva el lápiz un movimiento uniforme que hace que este último avance en veinticuatro horas desde un punto inmediato al centro del disco hasta su circunferencia. Considerando las líneas trazadas en el papel al cabo de dicho tiempo, se ve cuáles han sido los cambios de direccion del viento á distintas horas, y cuánto tiempo ha soplado en el mismo rumbo.

III

VARIACIONES DEL VIENTO PERIÓDICAS, DIURNAS Y ANUALES

Las observaciones anemométricas pueden servir para dos objetos, para la solucion de dos problemas cada uno de los cuales tiene su importancia especial en meteorología. El uno atañe más particularmente á la climatología; el otro á la meteorología dinámica, ó, si se quiere, al estudio de la circulacion atmosférica general. En este segundo caso, como los datos reunidos en un punto dado, así en tierra como en mar, indican, con relacion á las diferentes épocas del año, la direccion probable del viento segun su frecuencia en cada rumbo, su velocidad é intensidad, no serán más que un elemento entre los millares ó los millones de elementos necesarios, pero á la verdad elemento indispensable para el descubrimiento de las leyes de esta circulacion, descubrimiento tan útil para la navegacion y para otros ramos de la actividad humana. Los mismos datos considerados aisladamente pueden servir para caracterizar el clima de las regiones en que se los ha reunido.

Y en efecto, los vientos que soplan de los diferentes puntos del horizonte en cada region del globo tienen propiedades físicas muy distintas, variables tambien con las estaciones. Unas veces las masas de aire que llevan consigo están á una temperatura más elevada que la que sustituyen, ó por el contrario más baja; otras veces están más cargados de humedad ó son más secos; y producen ó hacen cesar la lluvia, las nieves, las tormentas. En estos casos interesa mucho conocer las leyes de su sucesion, de su frecuencia y de su duracion relativas así como las variaciones de su velocidad; y si se consiguiera averiguar así la masa de aire que llega de cada direccion durante el año, se tendria uno de los factores más eficaces del clima de la region en que se han hecho las observaciones.

Procuremos dar una idea de lo que se ha practicado en esta clase especial de indagaciones.

Si se hace diariamente en un observatorio meteorológico, una, dos ó tres veces por dia, la observacion de la direccion del viento; si despues de un intervalo de 3 meses, de 6 meses, de un año, se reune el número de observaciones relativas á cada rumbo de viento, se tendrá así la frecuencia de la direccion en el lugar dado. Trazando en una rosa de vientos y en cada direccion una línea ó flecha, y dando á estas líneas longitudes proporcionales á los números de veces que el viento ha soplado en cada una de aquellas, se tendrá la representacion gráfica de esta misma frecuencia (fig. 197). En ciertos dias la direccion del viento es indecisa; es variable ó hay calma completa: se tienen en cuenta estos casos inscribiendo en el centro de la rosa un círculo cuyo radio es el número medio de dias en que el viento es variable ó tranquilo.

Si se dividen los ocho rumbos en dos grupos, el primero formado de los cuatro vientos S., S.O., O. y N.O, y el segundo de los otros cuatro N., N.E., E. y S.E., se nota que el primer grupo es el que comprende los vientos más frecuentes en Paris; y en efecto, por término me-

dio anual los primeros soplan 202 dias en Montsouris, y los segundos sólo 118. Como se acostumbra designar á estos con el nombre de *vientos polares* y á aquellos con el de *ecuatoriales*, esto equivale á decir que los vientos ecuatoriales son los dominantes en la region en que se encuentra situado el Observatorio de Montsouris.

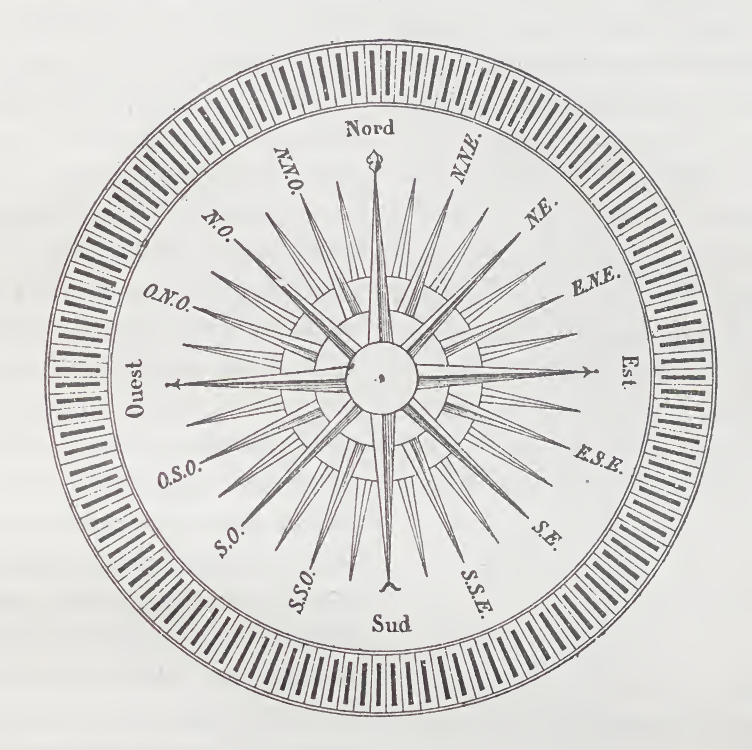


Fig. 196.—Rosa de vientos

La frecuencia relativa de los vientos varía naturalmente de una region á otra. En la India la diferencia entre los vientos ecuatoriales y los polares no es tan grande como en Francia, pues de 1,000 vientos, 467 soplan de la region Sur y 433 de la region Norte. Sin embargo, el Sudeste sigue siendo la direccion predominante.

La influencia de las estaciones no es ménos marcada. Segun las observaciones hechas por Hardwicke en Calcuta por espacio de ocho años, hay marcada oposicion entre la direccion de los vientos dominantes durante los meses de invierno (octubre á marzo) y la de los que reinan durante los seis meses de verano (abril á setiembre). En invierno predominan los vientos del N.O., y en verano del S.E. al S.O. Esta oposicion no existe, por decirlo así, en nuestros países, en donde los vientos ecuatoriales son los más frecuentes, no sólo en el año entero, sino en cada estacion, y en cada mes del año.

Seria interesante conocer, respecto de cada lugar, lo que se llama *direccion media del viento*, es decir, la resultante de todos los movimientos del aire en un tiempo dado, por ejemplo, durante un año. Lograríase esto si se supiera: 1.º por espacio de cuánto tiempo ha soplado el viento en una direccion cualquiera de la rosa; 2.º con qué velocidad ó fuerza se ha movido en cada una de estas direcciones. Bastaría entónces considerar los diferentes vientos como otras tantas fuerzas que divergen de un mismo punto, medir cada una de ellas por el producto del tiempo por la velocidad, y considerar como positivo el producto afecto al viento que sopla en un sentido, y como negativo el que procede del viento opuesto. La resultante de todas estas fuerzas en magnitud y en direccion daria la direccion media del viento en el lugar considerado. Por desgracia, hasta ahora se han tenido datos insuficientes en lo que respecta á la velocidad del viento, y ha habido que limitarse á este promedio considerando como igual la fuerza de los vientos en las diferentes direcciones. Tampoco se conoce con exactitud la duracion; y se la ha sustituido con el número de observaciones hechas relativamente á cada rumbo.

Lambert ha calculado en esta hipótesis las fórmulas mediante las cuales se puede conocer el ángulo que forma la direccion media con el

meridiano, así como la fuerza del viento resultante, ó mejor áun el número de veces que debe haber soplado. Schouw ha adoptado otro método; busca la relacion numérica de los vientos de cada una de las cuatro direcciones principales, Norte, Este, Sur y Oeste, contando para cada una los dos rumbos intermedios de cada

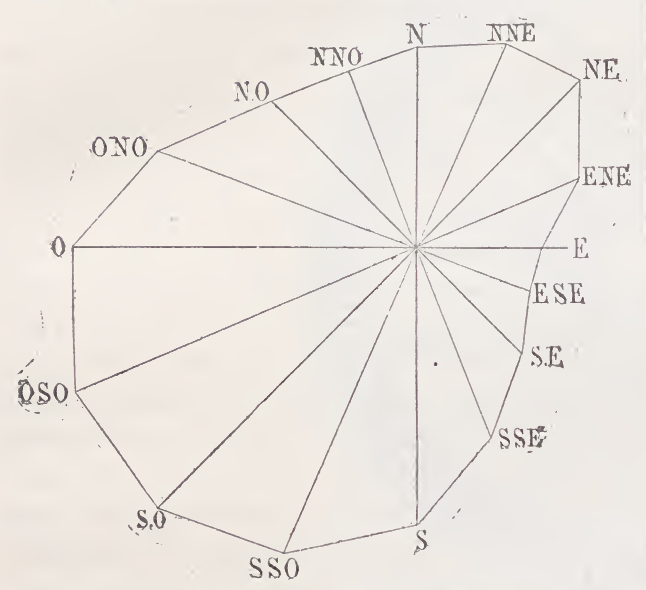


Fig. 197.—Rosa de la direccion y de la frecuencia de los vientos

lado; para el Norte los vientos del Noroeste, Norte y Nordeste; para el Este, los del Nordeste, Este y Sudeste, etc. De aquí deduce la direccion de mayor frecuencia; pero esta regla no puede dar más que resultados aproximados.

En resúmen, no podrá resolverse la interesante cuestion de la direccion media de los vientos sino con la condicion de unir á las observaciones de duracion las relativas á la velocidad, resultado que únicamente podrán facilitar los instrumentos anotadores.

¿Está sujeta la velocidad del viento, como los otros elementos meteorológicos, presion barométrica, temperatura, estado higrométrico, etcétera, á variaciones periódicas diurnas, mensuales y anuales?

Las observaciones demuestran que hay un período diurno, y que la fuerza del viento va aumentando de un modo progresivo desde las primeras horas de la madrugada hasta las primeras horas de la tarde. Segun las investigaciones del profesor sueco Hamberg, «este es un fenómeno general que ocurre tanto en tierra como en mar y en todas las latitudes en que sale y se pone el sol en cada intervalo de veinticuatro horas y sin que la direccion del viento pueda modificarlo.» Cuantas observaciones se han hecho en Upsal, Cristianía, San Petersburgo, Viena, Praga, Bruselas, Perpiñan, Palermo, Nápoles, Washington, Santa Elena, Mauricio, Hobartown, Adelaida, Bombay y Marsella indican el mismo fenómeno. La cuestion que continúa indecisa es la de saber si la marcha periódica diurna de la velocidad depende ó no de la direccion del viento. Dove creia que en los puntos sustraidos á las influencias de las brisas de tierra y mar, el viento de Este no sopla del mismo modo que el del Oeste. M. Hamberg es de distinta opinion, como acabamos de ver, y M. Descroix, basándose en los datos anemométricos reunidos en Montsouris, cree que no es enteramente exacto el decir que la direccion del viento carece de influencia, y nota especialmente que la hora del máximum es mucho más fija respecto de los vientos ecuatoriales que respecto de los polares. Así lo prueba el resúmen de 1,001 dias de observaciones hechas en Montsouris, desde 1875 hasta 1881, de las cuales resulta que 314 se referian á los vientos polares y 687 á los ecuatoriales.

La amplitud periódica, es decir, la diferencia de velocidad que indican el máximum de dia y el mínimum de noche, parece estar en relacion con el primero y crecer con él. Esto es lo que hacia atribuir el retraso ocasionado en cuanto al máximum de los vientos polares á la disminucion de la velocidad misma y no al cambio de direccion. Segun M. Descroix, la influencia de la direccion debe contribuir al fenómeno lo mismo que la disminucion susodicha.

Despues de discutir el Sr. Ragona, director del Observatorio de Módena, once años de observaciones hechas con un anemómetro anotador, deduce que la velocidad del viento sufre cuatro aumentos y cuatro disminuciones diurnas sucesivas. En su concepto, estos ocho efectos deben estar en relacion con la temperatura, la presion atmosférica y las horas del orto y del ocaso del Sol. El mismo físico admite un período anual cuyos tres maxima y los tres minima corresponden exacta, pero inversamente á los períodos barométricos, y por fin, que otro máximum y otro mínimum anuales corresponden tambien al mínimum y al máximum de la temperatura.

Falta saber si estas variaciones son particu-

lares á la region en que se han hecho las observaciones, ó si son la expresion de una ley más general.

IV

LAS BRISAS DE MAR Y LOS VIENTOS DE TIERRA.—BRISAS NOCTURNAS Y DIURNAS DE LOS PAÍSES ALPESTRES

En el litoral del mar y á cierta distancia de las costas, lo mismo en mar que en tierra, se notan vientos cuya direccion alterna todos los dias periódicamente y de un modo regular. Son las *brisas de mar* y los *vientos de tierra*, denominaciones que indican la direccion en que soplan estas corrientes aéreas.

En los dias claros y apacibles, cuando la atmósfera está serena, la salida del sol va seguida, á orillas del mar, de algunas horas de calma. A eso de las nueve de la mañana se levanta una leve brisa de mar; poco á poco el viento va adquiriendo fuerza á medida que avanza en las tierras. A las tres de la tarde, la brisa de mar llega á su máximum, y en seguida va debilitándose hasta la puesta del sol. La calma dura poco; un viento que sopla de tierra hácia el mar la sucede, y dura hasta la salida del sol, instante en que llega á su máximum de velocidad y de extension.

La causa de las brisas de tierra y de mar, y de su periocidad diurna, es fácil de comprender. Reside enteramente en un hecho bien conocido; en que durante el dia el suelo se caldea más y más rápidamente que el agua del mar á los rayos del sol, y en que durante la noche el enfriamiento por radiacion es, por el contrario, más rápido en la tierra que en el mar. Las capas de aire superiores participan de estas diferencias de temperatura; las más cálidas se elevan en virtud de su menor densidad y el equilibrio roto propende á restablecerse con la atraccion de las capas más frias y más densas. Sin embargo, como la desigualdad de temperatura es por lo comun más marcada de dia que de noche, resulta de aquí que la brisa de mar debe ser más viva que la de tierra, la cual en cambio dura algo más. Cuando el cielo está nublado, son mucho menores el caldeo del suelo y la radiacion de la superficie, y por consiguiente se atenúan estos movimientos aéreos: las brisas son débiles.

La direccion comun de las brisas de tierra y de mar es perpendicular á la de la costa; sin embargo, en razon del movimiento de rotacion de la Tierra, sufre una desviacion que la hace inclinarse á la derecha en el hemisferio boreal, y á la izquierda en el austral; de suerte que á lo largo de una costa expuesta al Norte, los vientos se inclinan al Este; y en otra expuesta al Sur, vienen del Sudoeste. Esto supone, como hemos dicho, que reina calma en la region considerada. Pero si sopla al mismo tiempo un viento de direccion constante, esta desviacion cambiará en un sentido ó en otro, sucediendo lo propio con la fuerza de dos brisas, que podrá aumentar, disminuir ó anularse, segun la fuerza y direccion del viento reinante. Fácil es darse cuenta de estas modificaciones, considerando

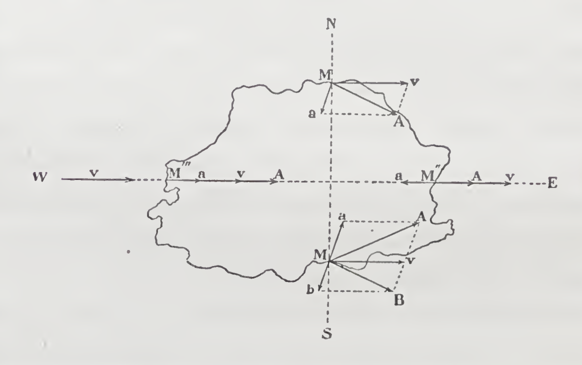


Fig. 198.—Modificaciones sufridas por las brisas de tierra y de mar por efecto de un viento dominante (1)

las dos corrientes aéreas simultáneas como dos fuerzas de direcciones y de intensidades conocidas y averiguando cuál es su resultante en vista de la regla de composicion de dos fuerzas concurrentes. Por ejemplo, un viento de Oeste aumentará la fuerza de la brisa de mar y disminuirá la de la brisa de tierra, en una costa occidental, sin cambiar su direccion; los efectos serán opuestos en una costa oriental. En una expuesta al Norte, el viento de Oeste reinante inclinará al Noroeste la brisa de mar, al Sudoeste la de tierra, etc. La fig. 198 presenta un ejemplo de estas modificaciones en la direccion y fuerza de las brisas, en varios puntos de la costa de una isla, en la cual el viento dominante procede del Oeste.

En el fondo de las bahías y de los golfos, las

---

(1) Las flechas, como Mv, Ma, Mb, representan en direccion y en intensidad el viento dominante general y las dos brisas de mar y tierra, desviadas por la rotacion terrestre. MA es la resultante, obtenida construyendo al efecto el paralelógramo de las componentes.

brisas de mar son flojas; lo cual se explica por la divergencia de los movimientos que atraen á la vez las capas de aire, las cuales no se mueven sino en virtud de la diferencia de las fuerzas en accion. En las partes de las tierras que penetran en el mar, en los promontorios ó en los cabos, las brisas de tierra son las más flojas.

Las desigualdades de temperatura que producen las brisas periódicas diurnas no solamente hacen sentir su influencia en las costas marítimas, sino que como se notan tambien en las comarcas en donde el terreno es accidentado entre los puntos de altitud desigual, resultan corrientes ascendentes y descendentes de dia y de noche, conocidas desde tiempo inmemorial por los habitantes de las montañas y de los valles. Estos flujos y reflujos cuotidianos de las masas atmosféricas han recibido en los Alpes y en el Jura varias denominaciones, segun las localidades, como *thalwind*, *pontias*, *vesine*, *solore*, *vauderou*, *rebas*, *viento del monte Blanco*, *aloup del viento*, etc. M. Fournet, que ha hecho un estudio profundo de estas brisas de montaña, da los siguientes detalles acerca de las circunstancias en que tienen orígen.

Se desarrollan principalmente y en alto grado en las concavidades de los valles, aunque no dejan de aparecer en todas las cuestas, y la corriente de los valles no es más que el resultado de las ascensiones de las masas aéreas y de sus cascadas laterales y parciales (valles de Cogne, de Aosta, del Quarazza, llano de San Sinforiano, Pilat, Chessy). El paso del flujo al reflujo y recíprocamente es rápido en los valles angostos que despues de un corto trecho van á parar á cumbres elevadas (valles de Anzasca, del Sesia, del Visbach, del Trient, del Cogne, de Val-Megnier, de Martigny, del Simplon); es más tardío en las cuencas generales, en las cuales no se presenta manifiestamente el flujo hasta las diez de la mañana, ni empieza el reflujo á regularizarse hasta las nueve de la noche (valles del Gier, de Azergue, del Brevanne, del Arc, de Aosta, del Foccia, y del Ródano superior).

Estos vientos, regulares en los valles, están sujetos á varias irregularidades que afectan lo mismo al período diurno que al nocturno; ocurriendo estos accidentes en los puntos de enlace de los valles y segun su modo de reunirse. La configuracion de las partes superiores de estos influye tambien en la intensidad de las brisas, á veces más fuertes de dia que de noche, y otras veces al contrario, segun las horas y las estaciones. Los temporales de nieve del invierno son favorables á los vientos nocturnos, y las bonanzas del verano á las brisas diurnas. «Seria curioso examinar por tal concepto, dice M. Fournet, la influencia de los circos elípticos que forman las partes superiores y terminales de los valles jurásicos y subalpinos, comparativamente á las terminaciones suaves é insensibles de las montañas primordiales. Por ejemplo, en el valle de Joux son tan bruscas las alternativas de calor y frio, que en pocas horas se experimentan á veces variaciones de 20 grados, y se ha dado el caso de que los segadores cortaran por la mañana el hielo con sus hoces miéntras que pocas horas despues el termómetro marcaba 38 grados al sol; es pues imposible que semejantes diferencias de temperatura no produzcan corrientes extraordinarias.»

El efecto de estas mareas atmosféricas, más marcado en los valles anchos, es menor en sus ramificaciones laterales; con todo, si en el valle del Ródano la cuenca se ensancha hasta el punto de convertirse en una verdadera llanura capaz de subvenir á un gran consumo ó de absorber masas de aire considerables, se aminoran sus efectos. Por esto es por lo que el *pontias* llega muy rara vez á la corriente del Rhin.

Las mareas atmosféricas desempeñan un papel importante en la formacion de las nubes y en la distribucion de las lluvias y de las tormentas; pues arrastran consigo los vapores de los valles para condensarlos alrededor de las altas cumbres. Elevándose todo el dia el aire caliente de los llanos, tiende á caldear los valles y las cimas; pero este efecto está contrabalanceado en parte por la evaporacion que ocasiona, de suerte que puede desecar y enfriar; por otra parte, la brisa nocturna propende á enfriar los valles llevando á ellos el frio de las regiones superiores, y esto explica la frescura súbita ocasionada por el *aloup de vent*, las congelaciones de vapor de agua causadas por el *pontias*, y las heladas primaverales, que á igualdad de radiacion, afectan más particularmente á los vegetales de los valles.

«Los vientos generales superiores, dice M. Fournet al terminar, pueden alterar en ciertas circunstancias el flujo y reflujo aéreo (Maurienne, Aosta, Ossola, Martigny, monte Cenis), ó bien complicarlos (Cogne); pero su efecto no siempre es bastante enérgico para destruirlos enteramente (monte Thabor, valle del Sesia), y á veces producen una calma chicha (Tarentesa). De aquí se sigue que los pronósticos de buen tiempo, deducidos de la regularidad de la marcha de las brisas, tienen con frecuencia en su contra la experiencia (valle del Brevanne, Cherry, Bex). Puede decirse sin embargo que por lo general la inversion de las corrientes va seguida de lluvia (Maurienne). Por último, las circunstancias de temperatura local pueden anular tambien las brisas montañesas, y por ello cesa el *pontias* de soplar cuando, en el corto intervalo de las noches calurosas del verano, la tierra, caldeada por un sol abrasador, no tiene tiempo de enfriarse lo bastante.»

En cuanto á la explicacion de las brisas de montaña, el autor que acabamos de citar la ve en el caldeo de las cumbres por el sol levante, del cual resulta una corriente ascendente; y al medio dia, en el caldeo del suelo de las llanuras, más fuerte á esta hora que el de las alturas, de lo cual procede la corriente descendente de la tarde.

CAPÍTULO III

CIRCULACION ATMOSFÉRICA GENERAL

I

LA PRESION, LA TEMPERATURA Y LOS VIENTOS.—ISOTERMAS É ISOBARAS

Los cambios que acabamos de estudiar en la direccion y la fuerza de los vientos están limitados de dos modos: primeramente, en el espacio, por cuanto no interesan mas que á una porcion muy restringida de la superficie del globo: son fenómenos locales; lo están tambien en el tiempo, puesto que manifiestan su periodicidad en el intervalo de un dia y una noche. Ofrecen sin embargo gran interés al meteorologista, en cuanto le permiten reconocer la causa que los produce, por las relaciones que presentan sus fases de maxima y minima con los fenómenos meteorológicos á cuya observacion está acostumbrado.

Aparte de esto, hemos indicado ya las diferentes relaciones que existen entre los vientos de distintas direcciones y la temperatura, la presion barométrica y el estado de sequedad ó de humedad del aire; verdad es que nunca hemos considerado á la vez más que una localidad determinada, ni comentado las cosas sino desde el punto de vista del equilibrio actual y local, haciendo *meteorología estática*, segun la expresion consagrada, punto de partida obligado de una ciencia que ha adquirido gran desarrollo en nuestros dias, la *meteorología dinámica*.

Trátase ahora de pasar de lo particular á lo general, de considerar los fenómenos meteorológicos en su conjunto, y de procurar ver, mediante un estudio á la vez simultáneo y sucesivo, cómo se engendran unos y otros y cómo se modifican los movimientos locales por los movimientos generales, de los cuales dependen las más de las veces. En una palabra, se necesita seguir el ejemplo de los meteorologistas contemporáneos para lograr descubrir las leyes de la circulacion atmosférica en los continentes y en los mares.

Esta circulacion general se compone, en primer lugar, de vientos que, en su intensidad y en su direccion, presentan cierta regularidad, una periodicidad ó una constancia bastante para que se los comprenda bajo la denominacion de *vientos regulares*. Tales son los vientos *alisios* de los océanos Atlántico y Pacífico, los *monzones* de los mares de la China y de la India y los vientos *etesios* del Mediterráneo. Además de estos movimientos generales de la atmósfera

que, segun veremos en breve, tienen la misma explicacion que las brisas periódicas anteriormente estudiadas, y que separan zonas ó centros de calma, sobrevienen de vez en cuando grandes movimientos giratorios que se propagan á grandes distancias desde las regiones comprendidas entre el ecuador y los trópicos hasta los confines de las dos zonas templadas. Estos fenómenos perturbadores del equilibrio atmosférico, conocidos con los nombres de *temporales*, *ciclones*, *tornados* y *tifones*, desempeñan un papel de importancia suma en los cambios de tiempo que caracterizan á nuestras estaciones y nuestros climas.

Pero ya se trate de vientos regulares ó bien de huracanes, está desde luégo probado que los movimientos de la atmósfera dependen, en diferentes grados, de la distribucion en la superficie del globo, ya en una época dada ó bien en épocas sucesivas, de la temperatura así como de la presion barométrica; y por consiguiente importa conocer cómo tiene lugar esta distribucion en el globo terráqueo, y completar lo que acerca de ella hemos dicho en el Libro primero de este tomo.

Hemos visto que Humboldt tuvo en 1817 la idea de representar en el mapa, con líneas á las que dió el nombre de *isotermas*, la serie de los sitios que tienen la misma temperatura media durante el año. Gracias á este modo ingenioso de representacion gráfica, se puede ver á la primera ojeada cómo se distribuyen en la superficie del globo los efectos del calor que la Tierra recibe del Sol. El ilustre autor del *Cosmos* extendió este método á las estaciones extremas, de modo que descompuso el promedio anual en dos promedios semestrales, con lo cual tuvo las isotermas de verano, á las que llamó *isoteras*, y las isotermas de invierno, á las que dió nombre de *isoquimenas* (1). Discutiendo y agrupando todas las observaciones termométricas recogidas hasta entónces en varias regiones del globo, Humboldt pudo construir las isotermas de nuestro hemisferio. Posteriormente, Kaemtz, Mahlmann, y despues de estos un gran número de sabios, han emprendido el mismo trabajo relativamente al globo entero, basándose en la estadística térmica de muchos centenares de estaciones situadas en todas las partes del mundo. Del exámen de las curvas termométricas, resultado de los trabajos de los físicos, se desprenden dos hechos generales que las caracterizan: primero, la falta de paralelismo que deberia existir en todas partes si la distribucion del calor no tuviera más causa que la influencia puramente astronómica; segundo, el ascenso casi general de las curvas isoteras en las partes continentales del hemisferio Norte, siendo así que las isoquimenas descienden en las mismas regiones al pasar de los océanos á las tierras: este carácter es ménos marcado en el hemisferio Sur, en donde, como es sabido, las partes continentales atravesadas son más estrechas. Tambien es de notar que en las partes marítimas de los dos hemisferios, especialmente en el Océano Pacífico, en el Atlántico austral y en el mar de las Indias, es donde las isotermas se aproximan más en su direccion á los paralelos geográficos. Estas observaciones generales, que requeririan mayor precision si se tratase del estudio comparado de los diferentes climas, bastan para que se comprendan los papeles opuestos que desempeñan los continentes y los mares en la distribucion del calor en la superficie del planeta. Las grandes extensiones líquidas igualan y atemperan las cantidades desiguales de calor que reciben en las estaciones extremas; las tierras, por el contrario, se caldean más en verano y se enfrian más en invierno, presentando así, de una estacion á otra, diferencias de temperatura que serian mucho más marcadas si se trazara, en lugar de las isotermas medias de invierno y verano, las de cada mes del año, como lo han hecho algunos meteorologistas contemporáneos.

El exámen de las isotermas tiene además gran interés en cuanto concierne á la circulacion atmosférica general, puesto que, segun hemos visto anteriormente, la causa primordial de los vientos está en las desigualdades de temperatura del aire en regiones más ó ménos próximas entre sí. Como estas diferencias de temperatura producen diferencias de presion de las capas del mismo nivel, claro es que no será posible descubrir las leyes de la circulacion sin

(1) Isotera, del griego *isos*, igual, y *theros*, verano; isoquimena, de *keimon*, invierno.

conocer la relacion que á cada momento existe en la superficie del globo entre la distribucion de la temperatura y la de la presion atmosférica. En este artículo nos ocupamos de las isotermas desde este punto de vista únicamente. Pero entónces importa consignar aquí una observacion esencial. Hemos visto que la temperatura del aire en un lugar dado no es la misma á diferentes alturas sobre el suelo, sino que por lo comun decrece con la altitud. Así pues, la de cada punto de observacion influye en las temperaturas de las diferentes partes de los continentes y de las islas, siendo estas temperaturas las que hay que considerar cuando se quiere comparar los climas desde el punto de vista del calor; pero no son ya comparables si se las quiere utilizar para resolver la cuestion de la conservacion ó de la ruptura de equilibrio de las capas de aire que hay sobre cierto número de estaciones más ó ménos inmediatas entre sí. Para que puedan proporcionar por tal concepto indicaciones útiles, hay que referirlas ante todo á un nivel comun, en cuyo caso se reducen las observaciones termométricas al nivel del mar, del propio modo que se hace, segun hemos visto, con las observaciones barométricas. Las isotermas así obtenidas serán las que deban compararse con las *isobaras.*

Dáse el nombre de *isobaras* á las curvas trazadas en el mapa de modo que se enlacen con una línea continua todos los puntos del globo, todas las estaciones que en una época dada tienen la misma presion barométrica. Si se considera el promedio de las presiones barométricas anuales, se obtienen *las isobaras medias del año.* De igual suerte se construyen, segun el objeto propuesto, las isobaras medias de julio, de enero, ó en general de cualquier mes del año. En fin, cuando se trata de conocer dia por dia la distribucion de las presiones en el globo, ó en una comarca particular, así como sus variaciones, se construyen las isobaras cuotidianas, en vista de todas las observaciones reunidas diariamente á la misma hora en suficiente número de estaciones meteorológicas.

Estudiando la distribucion de la presion atmosférica en una misma capa de nivel en toda la atmósfera, llama desde luégo la atencion una circunstancia y es que las isobaras, así como las isotermas, no siguen en general la direccion de los paralelos. Sin embargo, en enero se observa este paralelismo en algunas regiones, primeramente en una zona algo al Norte del Ecuador, entre los 10° y los 25° de latitud, y luégo en el hemisferio Sur, debajo del paralelo 40. En todas las demás partes, las isobaras forman sistemas de curvas concéntricas que tienen sus centros, ora en los continentes, ó en alta mar. En julio, el paralelismo de las isobaras y de los círculos de latitud ha desaparecido al Norte del Ecuador, quedando cierto indicio de él entre Africa y Australia, en la zona comprendida entre los 0° y 15° de latitud austral; mas, aparte de algunas inflexiones hácia la punta de la América meridional, se vuelven á encontrar en el Sur las líneas de las isobaras de las altas latitudes australes. En cuanto á los sistemas concéntricos de que acabamos de hablar, se los observa en los dos hemisferios, pero con posiciones y significaciones enteramente distintas.

Veamos ahora si existe, como puede suponerse *á priori,* alguna relacion entre la distribucion de las temperaturas y la de las depresiones barométricas. Para darse cuenta de ello, no hay más que comparar las isotermas con las isobaras construidas para una misma época.

De esta comparacion resulta en efecto que las regiones en que reina la temperatura más baja son tambien aquellas en que la presion barométrica llega á su máximum, y que, por el contrario, á las temperaturas más altas corresponden en general las presiones ménos fuertes. Citemos algunos ejemplos.

En enero, vemos en el antiguo continente una serie de isobaras que indican una serie de presiones crecientes, desde las costas occidentales de Europa por una parte, y desde las costas meridionales y orientales de Asia por otra, hasta un punto comprendido entre los 105° y 120° de longitud E. y los paralelos 50 y 60. La presion llega entónces á 780 milímetros; es un centro de presion máxima de los mejor caracterizados. Pues bien, las curvas isotérmicas dan para la region considerada temperaturas medias de —25° á —35°. A poca distancia al Nordeste y siempre en el continente asiático, hay un centro de temperatura mínima, en donde el promedio termométrico llega á 48° bajo cero. En la misma época, la temperatura varía en-

tre 0° y + 10° en las costas occidentales de Europa, entre —5° y + 20° en las orientales de Asia, para pasar de + 25° en el litoral del mar de las Indias.

En la América del Norte existe otro centro de presion máxima, hácia el centro de los Estados Unidos. Pero las isotermas que atraviesan el continente americano presentan, en esta misma region, una inflexion marcada hácia el Sur, indicando un descenso en la temperatura media en enero. A los 45° de latitud, poco más ó ménos en el punto en que existe el centro de presion máxima, la temperatura varía entre —5° y —10°, es decir, es tan baja como en la península de Alaska ó como en la punta Sur de Groenlandia, ó sea hácia el paralelo 60.

En el hemisferio austral hay dos centros en que la presion es mínima, uno en el Africa del Sur y otro en el continente australiano. Ambos están caracterizados por la elevacion de temperatura, que llega á 30 grados.

En julio, los fenómenos térmicos y barométricos ofrecen una fisonomía inversa de la que acabamos de comprobar con respecto á la estacion opuesta; sin embargo, se presenta la misma relacion entre los maxima de presion y los minima de temperatura, y entre los minima de aquella y los maxima de esta. Todo el antiguo continente es asiento de presiones tanto más débiles, cuanto más elevado es el promedio termométrico; las isobaras marcan una depresion que tiene su centro hácia la India, en donde el barómetro baja á 748 milímetros, al paso que el termómetro sube allí por término medio hasta 30°. Lo propio sucede en el continente americano, en donde coincide una temperatura de + 35° con un mínimum de presion de 756 milímetros, en California y en México. En cambio las presiones maxima han desaparecido de los continentes del hemisferio Norte, para trasladarse al Atlántico y al Pacífico por una parte, y á los países australes de América, Africa y Australia por otra, es decir, á regiones en que reinan temperaturas más bajas en esta época del año.

Sin embargo, no deben considerarse estas coincidencias como consecuencias necesarias de una ley general que enlace las temperaturas y las presiones. La distribucion de estas últimas en la superficie del globo tiene causas complejas, segun hemos visto, y por otra parte, tan luégo como un centro de altas ó de bajas presiones se establece en una region, al punto resulta de él un régimen de vientos que giran á su alrededor, llevando consigo la temperatura de los puntos de donde soplan, y quedando por consiguiente alterada la posicion relativa de las áreas de presion y de temperatura (1).

II

LAS ISOBARAS Y LOS VIENTOS

Lleguemos ahora á la cuestion que teníamos á la vista al principio de este capítulo, y veamos qué consecuencias se pueden deducir, en cuanto á la circulacion atmosférica, del estudio de las isotermas y de las isobaras. ¿Qué relacion hay entre la direccion y la fuerza del viento en un punto dado, y las áreas de alta ó baja presion cuya existencia á mayor ó menor distancia de este punto indican los sistemas de isobaras?

Entre dos puntos A y B pertenecientes á una misma isobara, la diferencia de presion es nula; las moléculas de aire situadas al mismo nivel están en ellos en equilibrio; y por lo tanto de A á B no hay ninguna causa de movimiento ó de viento. Pero no sucede ya lo mismo si se consideran dos puntos A y *a* pertenecientes á dos isobaras distintas; en A la presion es H, en *a* es H_1, más fuerte ó más floja que la primera. En este caso, el aire propende á escapar-

(1) Para apreciar mejor las relaciones que existen entre las presiones y las temperaturas, en lugar de comparar las isobaras con las isotermas, como acabamos de hacerlo, se pueden sustituir éstas con las *isonomalas*. Dove ha dado este nombre á las líneas que unen los puntos del globo cuya temperatura presenta la misma diferencia sobre y bajo el promedio á igual latitud. Procediendo de este modo ha formulado Teisserenc de Bort las dos proposiciones siguientes, tan aplicables á los océanos como á los continentes.

«1.ª Cuando una region de cierta extension presenta un exceso de temperatura, ya sea absoluto, ó bien relativo á la temperatura de los puntos situados á la misma latitud, hay tendencia en la formacion de un mínimum en este punto y coincidencia casi completa entre el mínimum barométrico y el máximum de temperatura, existiendo además cierta proporcionalidad entre ellos. Esta tendencia se hace ostensible, ya por la existencia de un mínimum cerrado, ó ya tan sólo por una inflexion de las isobaras.

»2.ª Los maxima barométricos, puntos de los que se escapa el aire divergiendo, tienen cierta tendencia á establecerse con preferencia en la proximidad de las regiones en que la temperatura es baja, ya de un modo absoluto, ó ya relativamente á su latitud.»

Sin embargo, el sabio meteorologista hace observar que hay que tener en cuenta la influencia de los vientos, segun hemos dicho ántes, y tambien la de los obstáculos materiales, como relieves del terreno, corrientes generales, etc., que interceptan las corrientes de aire capaces de anular las diferencias de presion barométrica.»

se del sitio en que la presion es mayor al otro, en que es menor, de A hácia *a* si $H > H_1$. Pero entre todas las direcciones A*a*, A*b*, A*d*, que

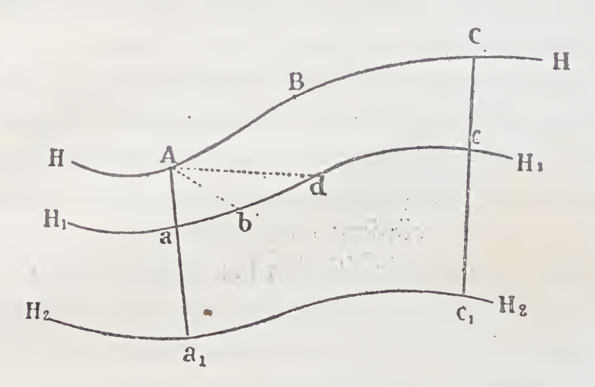


Fig. 199.—Gradiente barométrico

una molécula situada en la primera isobara puede seguir para llegar á un punto de la segunda, fácilmente se comprende que seguirá la más corta, es decir, la de una perpendicular á dos curvas. Se puede comparar esta direccion A*a* á la línea de mayor inclinacion que reune dos curvas de nivel en el terreno. Si se divide la diferencia de presion de dos isobaras vecinas por la distancia más corta de un punto de la una á la otra, el cociente que resulta expresa el número de milímetros en que disminuye la presion respecto de la unidad de distancia, en esta direccion. Esto es lo que se llama *gradiente barométrico*, ó simplemente *gradiente.* Cuando conoce el valor y la direccion del gradiente en un punto y para una época dada, sábese cuál es en tal momento la distribucion de la presion alrededor de este punto. Por el contrario, si las isobaras están trazadas en una region, fácil es deducir de ella la direccion y valor del gradiente barométrico en cada punto de la region.

Segun lo que acabamos de ver, los centros de fuertes ó bajas presiones son puntos de convergencia ó de divergencia para los vientos, que siempre soplan de los puntos en que la presion es mayor hácia aquellos en que es menor. De suerte que si no interviniese ninguna causa extraña, la direccion de las isobaras permitirá conocer la de los vientos reinantes en una region cualquiera, siendo siempre la segunda normal á la primera; la intensidad relativa de estos vientos se calcularia tambien segun el valor de los gradientes barométricos. Pero no ocurren las cosas tan sencillamente. Hay varias influencias que modifican el movimiento atmosférico; en primer lugar, la rotacion de la Tierra, luégo la accion de la fuerza centrífuga y por último las resistencias variables que sufre el movimiento de las capas del aire, ya por su frotamiento recíproco, ya por el que experimentan contra los relieves del suelo.

El movimiento de rotacion de la Tierra tiene por efecto desviar la direccion del viento á la derecha en el hemisferio boreal, y á la izquierda en el austral, de lo cual es fácil darse cuenta. Consideremos el movimiento de un punto del hemisferio Norte que propende á acercarse al ecuador, en cuyo caso se encuentran todos los vientos que soplan de la region del Norte, entre el Este y el Oeste. Una molécula de aire A (figura 200) que en virtud de su solo movimiento llegaria á *f* en direccion del meridiano, sufrirá una desviacion al Oeste como si procediese de un punto situado entre el Norte y el Este. En efecto, en el momento de su partida, participa del movimiento de rotacion de Oeste á Este de todos los puntos de su paralelo; pero como su velocidad en este sentido es menor que la de los puntos cuya latitud lo es tambien,

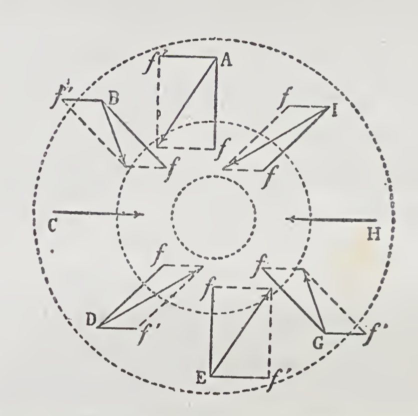


Fig. 200.—Desviacion en la direccion ocasionada por el movimiento de rotacion de la Tierra

se irá retrasando más y más á medida que se acerque al ecuador. Para conocer su posicion en un momento cualquiera, será preciso componer su velocidad propia en la direccion del meridiano con la diferencia de velocidad del paralelo de partida y la del paralelo de llegada, dirigida en sentido contrario al del movimiento de la Tierra, es decir, hácia el Oeste. La diagonal del paralelógramo así construido dará la direccion aparente de la molécula de aire, ó la desviacion de la direccion del viento. Dos moléculas B, I, procedentes la primera del Noroeste, y la segunda del Nordeste, parecerán desviadas

en el mismo sentido, es decir, hácia el Este, pero su desviacion será menor, por cuanto la diferencia de velocidad de rotacion de los paralelos va disminuyendo á medida que se consideran vientos que se aproximan más á soplar del Este ó del Oeste. Para estos últimos rumbos la desviacion debe ser nula. Si consideramos ahora una molécula de aire arrastrada por un viento procedente de la region Sur, y por consiguiente, alejándose del ecuador, su velocidad de rotacion, mayor á la partida que á la llegada, le dará cierto avance en el sentido del movimiento de la Tierra, de lo cual resultará una desviacion hácia el Este, es decir, hácia la derecha en el sentido del movimiento del viento, conforme puede comprenderse examinando en el grabado los paralelógramos que han servido para la composicion de las velocidades de la molécula. En una palabra, todos los vientos de la region Sur parecerán soplar más ó ménos del Oeste al Este.

Si del hemisferio boreal pasamos al austral, y repetimos el mismo razonamiento y la figura demostrativa que acabamos de presentar al lector, se verá fácilmente que la desviacion causada por el movimiento de rotacion ocurre allí hácia la izquierda. Todos los vientos de la region Norte de la rosa se desvian hácia el Este, y todos los del Sur que soplan hácia el ecuador, al Oeste.

Apliquemos ahora estos resultados á los movimientos de divergencia ó de convergencia de





Fig. 201.—Trayectorias del viento en el hemisferio boreal

los vientos alrededor de los centros de fuertes ó bajas presiones.

Hemos visto ántes que las isobaras forman alrededor de estos centros curvas que se circunscriben unas á otras; la forma más simple de estos sistemas es la de círculos equidistantes teniendo por lo tanto el mismo gradiente en cada uno de sus puntos. Si el movimiento de

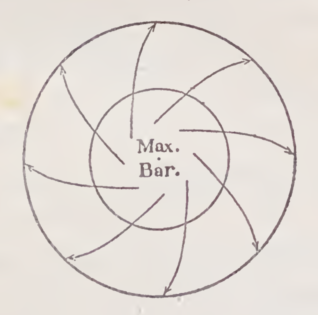




Fig. 202.—Trayectorias del viento en el hemisferio austral

aire tuviese únicamente por orígen las diferencias de presion de una isobara á otra, las trayectorias del viento serian en todas partes perpendiculares, es decir, radios de círculos concéntricos, convergerian hácia los centros de presiones minima y divergerian, por el contrario, hácia los de presiones maxima, lo mismo en un hemisferio que en otro. Pero las desviaciones producidas en la direccion del viento por efecto del movimiento de rotacion de la Tierra no consienten que así sea. Dichas trayectorias, en lugar de ser perpendiculares á las isobaras, forman con ellas ángulos más ó ménos abiertos. El aire se mueve trazando espirales que giran en el sentido de las agujas de un reloj divergiendo de los centros de alta presion en el hemisferio boreal, y en el sentido opuesto convergiendo hácia los centros de bajas presio-

nes en el mismo hemisferio, como lo demuestran las flechas de la figura 201. En el hemisferio austral, el movimiento del aire se efectúa en un sentido precisamente inverso; alrededor de un centro de alta presion, la divergencia tiene lugar en sentido contrario al de las agujas de un reloj, al paso que el viento describe en él, alrededor de los minima barométricos, espirales convergentes que giran en el mismo sentido que las agujas.

Verdad es que no todo ocurre con esta regularidad; si las isobaras tienen á menudo la forma de curvas envolventes concéntricas, á menudo tambien no se parecen á un círculo y distan mucho de ser equidistantes. Por último, las trayectorias desarrollan, precisamente á causa de su curvatura, una nueva fuerza de desvío, la fuerza centrífuga, á la vez que están sujetas á la influencia de varias resistencias, motivadas por los relieves del suelo, al movimiento de las capas aéreas. Así como todas las leyes físicas, las que acabamos de definir experimentan perturbaciones numerosas que á veces impiden ver sus efectos. Vamos sin embargo á verlas en algunos casos sencillos, tal como los dan las observaciones.

III

CIRCULACION ATMOSFÉRICA EN EL ATLÁNTICO BOREAL Y EN LA PENINSULA IBÉRICA

El primer ejemplo que vamos á citar es el de la circulacion atmosférica media en el Atlántico septentrional durante la estacion de verano (1), tal cual resulta de las eruditas y laboriosas investigaciones emprendidas acerca de este punto de metereología por el teniente de navío Brault, de la marina francesa. Emprendiendo de nuevo y con datos más completos, la inmensa tarea que Maury habia acometido con objeto de deducir de las observaciones el régimen de los vientos en la superficie de los mares, y limitándose en un principio á la region del Atlántico septentrional, Brault reunió más de 650,000 observaciones allí donde el sabio meteorologista americano no habia podido reunir más que unas 200,000. Lo que se proponia era determinar, para cada cuadrado de 5° por ejemplo, tomado en el Atlántico norte, cuál es en cada estacion la direccion probable del viento, la ley de intensidad y de sucesion probable, y proporcionar así á los marinos cartas de navegacion á propósito para guiarles y abreviar su derrotero. Tal era ya el objeto de Maury, y el mismo que persiguen hoy varias sociedades meteorológicas extranjeras y los Institutos ó Asociaciones que publican cartas náuticas de los principales mares del globo. Pero Brault introdujo una innovacion importante en su trabajo, pues no se limitó á indicar como Maury y sus sucesores, la direccion probable del viento, sino tambien su intensidad probable, elemento cuya importancia no es menor para el marino que para el meteorologista. Más adelante nos ocuparemos del modo de representacion adoptado; por ahora indicaremos los resultados que han dado á Brault los documentos por él examinados, y cómo deduce de ellos la circulacion atmosférica del Atlántico norte durante el verano.

En la region comprendida entre la Europa y el Africa occidental por una parte y las costas orientales del continente americano por otra, Brault distingue cuatro puntos meteorológicos principales, á saber: al Oeste y al Este el golfo de México y el Sahara, al Norte y al Sur el grupo insular de las Azores y una region del Atlántico que denomina *region máximum de las calmas* y que está situada entre Africa y la América del Sur, un poco más cerca de esta (entre 5° y 10° de latitud Norte y 32° y 42° de longitud occidental). Los dos primeros puntos son centros de convergencia de los vientos. Siguiendo el movimiento general de los alisios del Nordeste (ya del lado del golfo de México, ó ya cerca de la costa de Africa) ó bien los alisios del Sudeste, se ve que unos y otros se dirigen siempre, ora hácia el Sahara, ora hácia México. Pues bien, las curvas de isobaras y de isotermas concuerdan en indicar estas dos regio-

(1) «Cuando se quiere estudiar la circulacion general atmosférica en una de las grandes cuencas oceánicas, la carta de verano de esta cuenca es la que debe consultarse con preferencia, porque en efecto, en las cartas de verano, las curvas son más claras, más sencillas, más continuas, y por tanto más expresivas. Para esto hay una razon muy natural: las cartas sinópticas demuestran la existencia de torbellinos que, en las latitudes medias del Atlántico boreal, por ejemplo, atraviesan el Océano de Oeste á Este; estos torbellinos son mucho más numerosos en invierno que en verano, y como arrastran en torno suyo vientos en todas direcciones, estos vientos llegan á perturbar los *promedios* y á hacer imposible que se consigne en la carta el movimiento general. Por esto se comprenderá que la carta de verano sea mejor que la de invierno cuando se tiene empeño en considerar el fenómeno de la circulacion en toda su generalidad, hecha abstraccion de los accidentes que puedan perturbarla.» (Brault, *Estudios sobre la circulacion atmosférica del Atlántico norte.*)

nes como centros de bajas presiones y de maxima térmicos. De estos dos movimientos convergentes de direcciones opuestas debia resultar, en medio del Atlántico y cerca del ecuador, la existencia de una region de calmas, que es el cuarto punto, la *region máximum de las calmas*. «En cuanto á las Azores, dice M. de Brault, alrededor de ellas se ve un inmenso torbellino que gira en sentido directo y del cual surge, al Noroeste de las islas y bastante léjos del centro, como un gran chorro de viento, que siendo primero Sud-sudoeste, se torna Sudoeste y despues Oes-sudoeste, para formar en breve los vientos de Oeste de las latitudes elevadas. Junto al centro del torbellino, los vientos que son Oeste encima de él, forman una curva y se hacen sucesivamente á la derecha Oes-noroeste, Noroeste, Nor-noroeste, y luégo Norte á la altura del cabo de Finisterre. A partir de aquí, al paso que, cerca de las Azores y debajo de ellas, los vientos continúan su movimiento de rotacion Nordeste, Este, Es-sudeste, Sur, se ve como otro chorro inmenso que, desprendiéndose del torbellino, no léjos del mismo cabo de Finisterre, se encorva insensiblemente, pero con tanta regularidad como una curva matemática de las más sencillas, y atravesando el Atlántico para pasar al golfo de México, forma en su camino lo que se ha convenido en llamar *vientos alisios*. Tal es el cuadro de la circulacion general de los vientos de verano en el Atlántico norte.»

Brault añade una observacion importante, y es que aquí se trata de equilibrio dinámico. «El equilibrio de la atmósfera es inestable; el centro de rotacion de las Azores y la region máximum de las calmas tienen un movimiento de vaiven.»

Pasemos ahora á nuestro segundo ejemplo, el cual nos lo proporciona el estudio completo é interesante de la circulacion atmosférica en la Península ibérica; hecho por M. L. Teisserenc de Bort, es en cierto modo una introduccion al estudio de la misma circulacion general en los continentes. La posicion particular que ocupa España en la punta Sudoeste de Europa, da á esta region limitada una gran ventaja, «la de poseer de una manera marcada, dice el erudito meteorologista, los caractéres de la temperatura, de la presion y de la circulacion del aire en los continentes; en una superficie limitada presenta la imágen reducida de los fenómenos de Asia y América, y su posicion en el globo la exime en gran parte de los efectos de la circulacion de conjunto, de suerte que los diferentes elementos, como temperatura, presion, viento, ejercen cierta reaccion unos sobre otros sin que los grandes centros de accion que presenta la atmósfera influyan gran cosa en ellos. Además, España está rodeada de agua casi por todas partes y presenta una forma próximamente cuadrangular, de suerte que los fenómenos tienen en ella gran simetría.»

En las cartas de la region ibérica en que ha trazado M. Teisserenc las isobaras y las isotermas de los meses de enero y julio, tanto en la península como en los mares circunvecinos y en las regiones vecinas de Francia y Argelia, se nota desde luégo el enlace que hemos observado á menudo entre la distribucion de las temperaturas y la de las presiones. En enero, es decir, durante la estacion fria, las temperaturas más bajas se encuentran en las partes continentales; las isotermas pasan, bajando, del Atlántico á la Península para elevarse en el Mediterráneo: los minima térmicos están hácia los Pirineos en España y en la region de las mesetas del Atlas en Africa, viéndose un máximum á la altura de Argel en el Mediterráneo. Por su parte las isobaras indican la existencia de un centro de altas presiones hácia la mitad de España, y en Argelia, en la region del mínimum térmico, se ve otro máximum barométrico.

Considerando las curvas de presion y de temperatura de julio y la circulacion atmosférica media del mismo mes, resultan las mismas conclusiones, á saber: que generalmente y salvo los accidentes locales, los centros de bajas presiones son puntos de convergencia para los vientos; los de altas presiones, puntos de divergencia; y por fin, que las presiones y las temperaturas varían en sentido contrario, coincidiendo las temperaturas más elevadas con las presiones minima. Hácia el centro de la Península, la temperatura llega al máximum de 29°, y la misma region está rodeada por la isobara de 761 milímetros, que indica un centro de baja presion. «La circulacion atmosférica de la Península en julio, dice M. Teisserenc,

presenta claramente la imágen de una monzon regular que penetra en ella por todas las costas y hasta por el istmo pirenáico.» Y en efecto, en su mapa citado, las flechas que indican la direccion del viento en dicho mes convergen casi de toda la periferia de la Península. En términos generales puede decirse que se ve marchar el aire hácia las bajas presiones.

Los dos casos particulares que acabamos de examinar, al poner en evidencia las relaciones que enlazan el movimiento del aire, ya sea en el océano ó ya en los continentes, con la distribucion de la temperatura y con la de la presion barométrica, nos llevan naturalmente á tratar de los vientos regulares, alisios, monzones, etesios, los unos constantes, los otros periódicos, pero teniendo unos y otros su explicacion en los mismos principios y dependiendo de la misma teoría. Mas ántes de entrar en la descripcion de estas corrientes que tan gran papel desempeñan en la circulacion atmosférica general, ocupémonos de un punto del cual hemos tratado ligeramente, el de la representacion gráfica de los elementos del viento.

IV

REPRESENTACION GRÁFICA DE LOS ELEMENTOS DEL VIENTO. —ROSAS DE VIENTOS DE LAS CARTAS NÁUTICAS Y METEOROLÓGICAS.

Cuando hace cuarenta años Maury, á la sazon simple teniente de navío de la marina americana, emprendió el exámen de las observaciones meteorológicas de los diarios de á bordo de los buques de su país, ocurriósele dividir la superficie marítima del planisferio, en el sentido de los meridianos y de los paralelos, en cuadrados iguales (de 5° de lado por ejemplo), y anotar en cada uno de ellos la direccion del viento observada por cada buque. Los números de las observaciones relativas á los diferentes rumbos, comparados entre sí, permitian deducir la direccion del viento en cada cuadrado, y dar de este modo á los marinos indicaciones preciosas para la eleccion de derrotero en cualquier region marítima. Pero el exámen detenido de las cartas y de las cifras que contenian (1) era una tarea tan penosa como prolija, y para evitársela á los marinos, trazó Maury los principales derroteros en sus cartas náuticas. El éxito fué tal (1), que las principales naciones marítimas se apresuraron á seguir el ejemplo del ilustre americano. Hoy, Inglaterra, Francia, Holanda tienen sus cartas náuticas; pero con un perfeccionamiento notable, que consiste en sustituir las indicaciones numéricas con el sistema de representacion gráfica, del que vamos á decir algunas palabras.

Las cartas náuticas inglesas fueron las primeras en adoptar este método de figuracion de los vientos. En cada cuadrado de 10° construian una rosa que indicaba trimestralmente (las cartas de Maury eran anuales) la direccion de los vientos del cuadrado, siendo la longitud de cada flecha á partir del centro proporcional al número de las observaciones del viento. Cualesquiera que sean los números de observaciones de los diferentes rumbos, el más considerable de cada cuadrado está siempre representado por una misma longitud, que es la del radio del círculo inscrito, disposicion cuyo objeto es evitar que las flechas de la rosa salgan del cuadrado en que esta se halla trazada. Un circulito, en el centro, indica segun su radio la proporcion de las observaciones de calmas.

Los cuadrados de las cartas holandesas no tienen más que un grado de lado; las longitudes de las flechas, contadas desde el borde de un circulito interior, indican las proporciones

(1) Las *Cartas pilotos* indicaban la direccion de los vientos en cada mes y en cada uno de los diez y seis rumbos del viento. Cada cuadrado, dividido en 12 columnas verticales, comprendia 16 líneas horizontales. Las observaciones (tres diarias) daban la direccion media de ocho horas.

(1) Las investigaciones de Maury, emprendidas en 1842, se condensaron en una publicacion titulada *Sailing directions* (instrucciones náuticas), acompañada de un atlas de más de 100 cartas, en las que estaban indicadas las lluvias, las tormentas, las temperaturas, la direccion de los vientos, la de las corrientes marinas, los derroteros, etc. Las primeras cartas, publicadas en 1848, dieron por resultado reducir de 41 á 24 dias la travesía de Baltimore al Ecuador, cabiendo al capitan americano Jackson el honor de la primera aplicacion de un método que debia ser tan fecundo. En 1854, la travesía de Lóndres á Sydney quedó reducida á un mes; la de los Estados Unidos á California por el cabo de Hornos, que ántes era de 180 dias por término medio, llegó á ser, merced á las cartas de Maury, de 135, luégo de 100 y por último de 90 dias solamente. «Yo habia anunciado, dice Maury, que la porcion de travesía de regreso de Australia, comprendida entre esta tierra y el cabo de Hornos, podria hacerse en ménos tiempo del que habia invertido el vapor en recorrer igual distancia, y habia anunciado además á los barcos que comercian con Australia que su viaje de circumnavegacion se efectuaria en ménos tiempo que la simple travesía de California: ambas predicciones se cumplieron, pues se ha ido de Australia al cabo de Hornos en ménos de 25 dias, y se ha dado la vuelta al mundo por Australia en ménos de 89.» Estos maravillosos resultados, que se han multiplicado posteriormente, no son tan sólo resultado del conocimiento de la direccion de los vientos, sino tambien del de las corrientes del mar, que Maury habia estudiado tanto como las aéreas.

por ciento de los vientos en cada direccion. Pero la suma total de las longitudes de las flechas es la misma en todos los cuadrados, que de este modo resultan comparables entre sí; es igual al doble de los lados del cuadrado. Por esto sucede, como lo indica la figura 204, que las flechas más largas pueden atravesar muchos cuadrados. El número inscrito en el centro de la rosa indica la proporcion por ciento de las observaciones de calmas; y el del ángulo superior izquierdo del cuadrado, da el número total de observaciones.

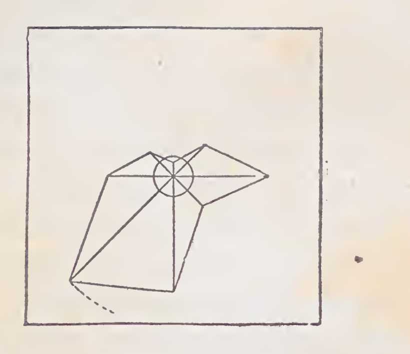
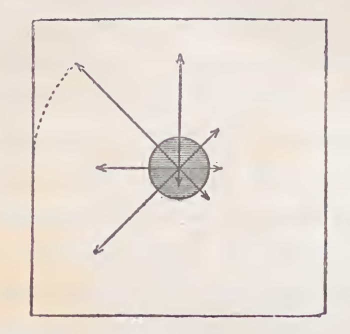



Fig. 203.—Rosas de las cartas náuticas inglesas para la direccion de los vientos

En las nuevas cartas náuticas americanas trazadas por el comodoro Krafft, todas las flechas parten de las divisiones de la circunferencia del círculo inscrito en el cuadrado. Su suma total es constante como en el sistema holandés, pero solamente igual al radio del círculo, lo cual es necesario para evitar su superposicion. Por lo general son muy cortas, y como no parten de un mismo punto, es más difícil juzgar de sus valores relativos.

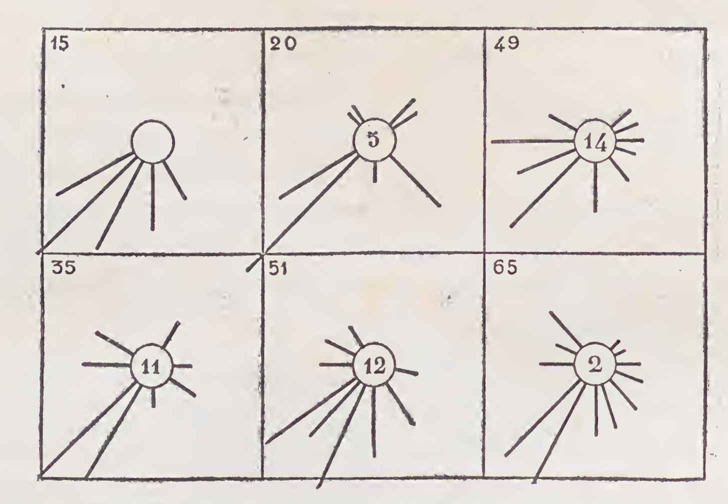


Fig. 204.—Rosas de vientos de las cartas holandesas por cuadrados de un grado

Pasemos ya al método adoptado por M. Brault para las cartas de navegacion francesa. El procedimiento gráfico era en un principio el de las cartas inglesas, pero el polígono formado por las rectas que reunian las flechas estaba dado de color para hacerlo más visible. En el centro del círculo una cifra indicaba el número total de las observaciones correspondientes al cuadrado, y el de las calmas estaba marcado por el espesor del anillo formado por el círculo central y por otro círculo concéntrico al primero.

Más adelante, queriendo indicar, al mismo tiempo que la direccion, la intensidad del viento en cada rumbo, M. Brault sustituyó las flechas ó líneas ordinarias de un solo trazo con las combinaciones de líneas que se ven en la figura 205, y que indican los diferentes grados de intensidad del viento. La longitud de la flecha mayor es la del radio inscrito; marca el rumbo del viento más frecuente, y las longitudes de las demás son proporcionales á la frecuencia relativa de los vientos correspondientes. Cada una está formada, si á ello hay lugar, de partes

compuestas de los trazados precedentes, y las longitudes de estas partes son á su vez proporcionales á la frecuencia de los vientos de cada intensidad en esta direccion misma.

En las cartas del Atlántico norte, publicadas en 1880 por la *Oficina central meteorológica* de Francia, M. Brault ha modificado del modo

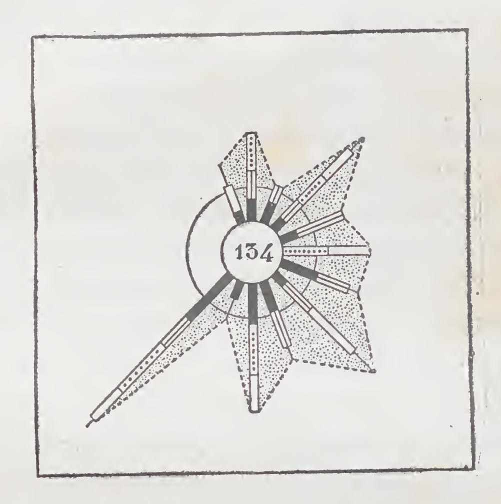


Fig. 205.—Rosas de vientos de las cartas náuticas francesas. Direccion é intensidad, segun el método de Brault

siguiente el sistema de representacion de la intensidad media de los vientos en cada direccion. Las flechas indican tambien con sus longitudes la frecuencia relativa en cada rumbo, pero cada una de ellas está dividida en tres partes, y los puntos de division unidos por otros tantos contornos poligonales, limitando espacios dados desigualmente de color, como se ve en las dos rosas de la derecha de la figura 206. El color central, que es el más oscuro, representa así el conjunto de los vientos frescos y de las brisas fuertes del cuadrado; la tinta media, el conjunto de las brisas frescas y de las brisas pequeñas; y la más clara, las brisas leves y las calmas. «Si todas las flechas de un polígono, dice M. Brault, están cortadas por las tres tintas ó colores (á partir del circulito blanco interior) en la relacion de 25 á 40 y á 35 por ejemplo, esto significa que en el cuadrado en que se encuentra el polígono considerado, hay 25 por 100 de vientos frescos y de brisas fuertes, 40 por 100 de brisas frescas y regulares, y 35 por 100 de brisas leves y de calmas. Además, en el círculo interior de los polígonos, de donde salen las flechas y que en todas partes es el mismo, hay un circulito negro concéntrico cuyo diámetro varía para cada polígono. El diámetro de estos circulitos negros es proporcional á la fuerza ó más bien á la velocidad media de los vientos en cada polígono» (1).

Comparando todos los cuadrados sucesivos de un mismo océano, y estudiando la direccion y fuerza de los vientos dominantes en cada uno de ellos, puede el marino averiguar cuál es, en la época en que navega, el rumbo más favorable que puede seguir, y dirigir su derrotero en consecuencia. En cuanto al meteorologista, el mismo estudio le proporcionará una base sólida para desentrañar, entre los fenómenos tan complejos de las corrientes aéreas, lo que haya de regular y constante en su sucesion, y para formular las leyes de la circulacion atmosférica general.

V

VIENTOS ALISIOS, MONZONES, CIRCULACION INTERTROPICAL

Los vientos periódicos del Océano Indico conocidos con el nombre de *monzones* no eran

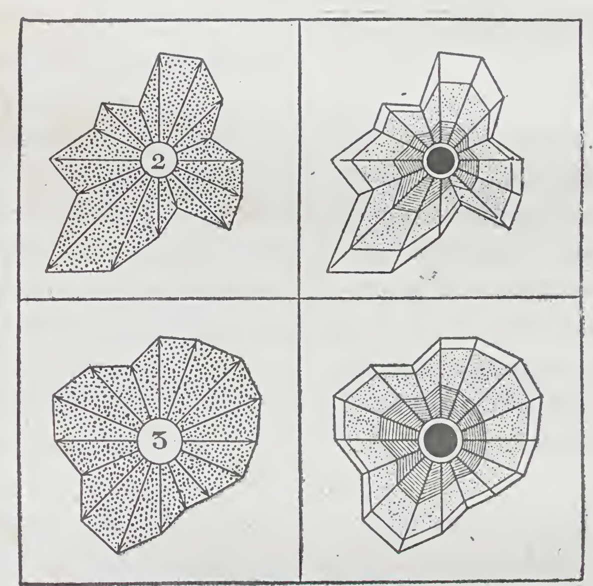


Fig. 206. — Polígonos de colores representando la direccion y la fuerza del viento en las rosas de las cartas náuticas del Atlántico norte, de M. Brault

ignorados de los antiguos y de los navegantes griegos, que en lugar de navegar costeando, se

(1) *Anales de la Oficina central meteorológica de Francia*, 1880, IV. Aparte de las 14 láminas que representan todos los elementos de las corrientes aéreas del Atlántico norte, para las estaciones de invierno (diciembre, enero y febrero) y de verano (junio, julio y agosto), M. Brault ha publicado los cuadros de 470,000 observaciones francesas que han servido para la construccion de estas cartas. La mitad de estas observaciones son relativas á la direccion, la otra mitad á la intensidad, innovacion capital que hemos indicado ya. Debemos decir que, en opinion de M. Van Heerdt, del Observatorio de Utrecht, la representacion de la intensidad del viento es prematura; «no podrá ser útil á los marinos hasta que se haya inventado un buen instrumento para observar la fuerza del viento en el mar.» Debemos hacer votos por que este deseo se realice cuanto ántes; pero de todos modos M. Brault es digno de encomio por haber sabido utilizar miéntras tanto las observaciones de los marinos, por imperfectas que sean.

aventuraban por el mar de las Indias y dieron á dichos vientos el nombre de *Hippalos* (1). Pero los *alisios*, que soplan entre los trópicos y principalmente en el Océano Atlántico y el Pacífico, no los observaron por primera vez los europeos hasta 1492. Cuando el primer viaje de Cristóbal Colon, á mediados del mes de setiembre, asustados los compañeros de este grande hombre de la continuidad de las brisas que soplaban constantemente del Este, empezaron á temer que sus naves no podrian volver á España; y estos vientos regulares, que al principio del viaje favorecian los proyectos de Colon, amenazaban á causa de su persistencia con darle un golpe funesto, por cuanto inducian á la sedicion á unos pobres marineros llenos de toda suerte de terrores supersticiosos. Afortunadamente, á los pocos dias el viento roló al Sudoeste, devolviéndose momentáneamente la esperanza. Aun no habia trascurrido un mes, cuando Colon descubrió la primera tierra del nuevo mundo.

Antes de trascribir las explicaciones que se han propuesto para los fenómenos de las monzones y de los alisios, entremos en algunos detalles acerca de estas dos clases de corrientes que tan gran papel desempeñan en la circulacion atmosférica general. Hablemos primeramente de los alisios.

La observacion demuestra que estos vientos ocupan á uno y otro lado del ecuador una zona que varía de 28 á 30 grados en latitud; pero el ecuador no divide esta zona en dos partes iguales, pues miéntras los alisios del Nordeste no llegan por término medio hasta dicha línea, los del Sudeste la traspasan, y se sienten hasta los 3° de latitud boreal (á lo ménos en el Océano Atlántico). En el Pacífico, el alisio del Nordeste sopla de una manera tan regular, que los antiguos galeones españoles que hacian la travesía de las costas occidentales de México á las islas Filipinas, cruzaban sin desviarse de su rumbo los 150 grados de longitud que hay entre Acapulco y Manila. En cuanto á la direccion de los alisios del hemisferio boreal, varía entre el paralelo 30 y el ecuador desde el Nornordeste hasta el Es-nordeste, desviándose más y más hácia el Este conforme se van acercando á su límite meridional.

La extension y el límite de los alisios varían con las estaciones. Avanzan hácia el Norte durante el verano del hemisferio boreal, retrocediendo por el contrario hácia el Sur durante la estacion de invierno, y este movimiento, que coincide con el del sol, afecta á los alisios del Nordeste lo mismo que á los del Sudeste.

Entre las dos zonas de alisios, y por consiguiente á escasa distancia del Ecuador, hay en toda la extension del Pacífico, una zona ó faja de calmas, llamadas *calmas ecuatoriales*. En el Atlántico hay otra region semejante, pero cambia de lugar con las estaciones, ora cerca del continente americano meridional, ó bien más inmediata al continente africano y al mismo tiempo al ecuador. Caracterízanse estas regiones, ó bien por las calmas chichas, como lo indica su nombre, ó por los vientos variables, llamados *brisas locas*, segun las designan los marinos. En cada hemisferio y á una y otra parte de los alisios se observan tambien dos zonas de calmas, que cambian de lugar juntamente con sus límites; pero como están inmediatas á los trópicos, se las conoce con los nombres de *calmas del trópico de Cancer*, y *calmas del trópico de Capricornio*.

Los alisios del Nordeste y del Sudeste no tienen toda su regularidad, ni su constancia de fuerza y de direccion sino en pleno océano. La influencia de las masas continentales es notoria en el Pacífico, por cuanto no se perciben los alisios hasta cierta distancia de las costas occidentales de América, siendo mucho más notable esta influencia en la cuenca del Atlántico, por ser más reducida que la del otro Océano.

El mar de las Indias está rodeado por tres partes, al Norte, al Oeste y al Este, de grandes extensiones continentales, y únicamente al Sur, está enteramente libre y exento de las influencias de las variaciones de temperatura y de presion que no pueden ménos de modificar el régimen de los vientos alisios. En enero, es decir, á mediados del verano del hemisferio austral, dos maxima térmicos que coinciden con dos depresiones barométricas, ocupan la Australia por un lado y el Africa austral por

(1) *Monsun*, dice Humboldt (en malayo *musim*, el hippalus de los griegos), procede del árabe *mausim*, época fija, estacion, época de la reunion de los que van en peregrinacion á la Meca. Se ha aplicado esta palabra á la estacion de los vientos regulares, los cuales sacan su nombre específico de los países de donde soplan; así se dice el *mausim* de Aden, el *mausim* de Guzerate, de Malabar, etc.»

otro. Al Norte de Asia existe un centro de presion máxima, juntamente con un mínimum de temperatura. En tales condiciones, la parte del mar de las Indias situada al Norte del ecuador está sujeta al régimen de los alisios del Nordeste, que toman allí el nombre de *monzon del Nordeste;* mas hácia la parte oriental, en el mar de la Sonda, son los vientos de Oeste los que soplan con el nombre de *monzon del Oeste*, lo cual se explica por la influencia ó atraccion del mínimum australiano. En cambio los alisios del Sudeste reinan en la parte austral del Océano Indico. Entre los alisios y las monzones reina una region de calmas, casi debajo del ecuador.

Hácia el equinoccio de primavera, sucede á las monzones regulares, en el Norte del Océano Indico, un período de vientos variables, con calmas chichas y huracanes, al paso que los alisios del Sudeste continúan reinando, como todo el año, en la parte austral del mismo mar. En julio, los maxima térmicos y los centros de depresion han subido con el sol, hácia el Norte; los vientos soplan del Sudoeste hasta octubre en toda la parte septentrional del mar de las Indias; es la *monzon del Sudoeste*. Luégo, despues de una transicion marcada por vientos variables, calmas y tempestades, la monzon recobra poco á poco su direccion primera del Nordeste. Por lo demás, en la parte oriental del Océano Indico, en los mares que bañan el gran archipiélago de la Malasia y las costas orientales del Asia hasta China, las direcciones de las monzones y las épocas de su regreso varían notablemente, lo cual consiste en las influencias locales, en la de las tierras insulares ó continentales, donde la distribucion de las presiones y de las temperaturas varía hasta lo infinito.

En resúmen, el carácter distintivo de las monzones comparadas con los alisios es que estos son vientos regulares de direccion casi constante, miéntras que las monzones, aparte de la regularidad de sus períodos, están sujetas á cambios alternativos, á inversiones de direccion. La influencia de las estaciones que no produce en los alisios del Atlántico, del Pacífico y del Océano Indico austral, más que un movimiento de oscilacion en sus límites boreales ó australes, paralelo al de la declinacion del Sol, ocasiona en las monzones del Norte del mar de las Indias y en las de los mares de la China y de la Sonda, grandes desviaciones en su direccion. Y como la diferencia entre estas dilatadas extensiones marítimas parece depender sobre todo de la mayor ó menor proximidad de los continentes, y la regularidad, la constancia de los vientos alisios es tanto más marcada cuantos más vastos y despejados son los espacios marítimos en que soplan, será permitido deducir de aquí que esta regularidad y esta constancia serian generales en toda la periferia del globo si los mares se extendieran en todos sentidos. Los continentes, las islas, por la desigualdad de su distribucion, las irregularidades de su forma y de su posicion, y la disparidad de temperaturas y presiones, son las causas de las perturbaciones que sufren los vientos regulares y que la observacion comprueba principalmente en los Océanos tan rodeados de tierras como el mar de las Indias.

Y en efecto, se ha conseguido dar una explicacion racional de los alisios y de las monzones prescindiendo desde luégo de las anomalías que estas corrientes presentan. La teoría adoptada hasta aquí es la que dieron uno tras otro dos sabios de los siglos XVII y XVIII, Halley y Hadley. Hé aquí en qué consiste:

Bajo la accion incesante de los rayos solares que tienen en la zona ecuatorial una incidencia meridiana que dista muy poco de la vertical, las capas de aire inmediatas al suelo se caldean mucho, no tanto por efecto de la radiacion directa como por la del calor que refleja el suelo mismo. El enrarecimiento que resulta de este caldeo produce una corriente ascendente que lleva el aire de las regiones inferiores á los límites de la atmósfera, en donde se desparrama y se escapa, en parte hácia el Norte y en parte hácia el Sur del ecuador. Este efecto, máximum en las regiones que el sol hiere verticalmente, disminuye de intensidad á medida que el observador se aleja de él; por consiguiente, debe haber dos corrientes aéreas superiores, una que se dirige al Norte, y otra al Sur. Muy luégo veremos cómo se ha comprobado la existencia de esta doble corriente.

Pero á medida que el aire caldeado y enrarecido se escapa así por la parte superior de las zonas ecuatoriales hácia latitudes más elevadas,

el aire más frio y más denso de estas últimas regiones viene á reemplazarlo, resultando de aquí dos corrientes de direcciones opuestas á las de las corrientes superiores, procedentes, una del Norte en el hemisferio boreal, y otra del Sur en el austral, y ambas engendradas en las capas inferiores de la atmósfera. Estos dos vientos son los que, desviados hácia el Oeste por el movimiento de rotacion de la Tierra, se convierten en alisios del Nordeste al Norte del ecuador, y en alisios del Sudeste en el hemisferio austral.

Tal es la teoría de los vientos alisios adoptada por la mayor parte de los meteorologistas, sin que haya tenido ninguna modificacion de importancia desde la época en que la formuló Hadley (1). Descansa en principios ó hechos que no son controvertibles: 1.º en la existencia de una zona de temperatura máxima, bastando fijar la vista en las cartas en que están trazadas las isotermas medias, ya sean del año ó ya de las estaciones extremas, para reconocer la existencia de esta zona, que los movimientos del sol habrian indicado *á priori*, si las observaciones no la hubieran comprobado desde tiempo inmemorial. La atmósfera de esta zona caldeada y dilatada constituye lo que muchos físicos llaman *anillo de aspiracion;* 2.º en el principio físico de que las capas de aire así caldeadas se elevan en virtud de su disminucion de densidad, siendo reemplazadas por una absorcion de aire más frio y más denso procedente de las zonas más boreales ó más australes, de lo cual se sigue la necesidad de dos corrientes opuestas, una superior y otra inferior, que en la hipótesis de la inmovilidad de la Tierra, tendrian por direccion la de los meridianos; 3.º y último, en la desviacion aparente ocasionada por el movimiento de rotacion de la Tierra y de las velocidades desiguales de los puntos situados bajo diferentes paralelos. En efecto, hemos demostrado ántes que una molécula de aire que avanza hácia el ecuador, animada en el momento de su partida de una velocidad de rotacion que conserva en virtud de la inercia miéntras dura su proyecto, se va retrasando cada vez más con respecto á los puntos del meridiano de que se ha separado, y parece por ello desviada al Oeste. Si por el contrario se aleja del ecuador, parece desviada al Este.

Pero si los hechos y las observaciones están conformes con esta teoría sucinta de los vientos alisios, ¿significa esto que se tengan en cuenta todas las influencias que intervienen en que ocurra el fenómeno y que merced á ella se puedan prever todas sus circunstancias? La generalidad de los meteorologistas no lo opina así, y muchas personas competentes, al estudiar la cuestion delicada y compleja de la teoría general de los vientos, han indicado los vacíos de que adolece.

En primer lugar, falta averiguar si la formacion de las corrientes superiores ó contra-alisios se hace por difusion del aire cálido trasportado á los límites de la atmósfera. Esto es poco probable: la ascension de una masa en las condiciones más favorables la haria ir á parar cuando más á unos cuantos kilómetros, á 5,000 metros á lo sumo, segun el análisis hecho por el almirante Bourgois. Al llegar á dicha altura, el enfriamiento que acompaña á la dilatacion la pondria en equilibrio de temperatura con las capas ambientes y al propio tiempo daria fin á su ascension. En las regiones ecuatoriales, el aire

(1) Segun hemos dicho ántes, se atribuye comunmente esta teoría á Halley y Hadley; mas el primero no hacia intervenir el movimiento de rotacion de la Tierra como causa de desviacion de los vientos que soplan del Norte y del Sur hácia el Ecuador. Admitia como viento general un viento de Este, que debia su orígen á que el aire caldeado y enrarecido del hemisferio oriental vuelto hácia el sol, empuja á occidente, es decir, hácia el hemisferio frio, á causa del aumento de su elasticidad, al aire que le precede, siendo en el ecuador donde dicho viento de Este reina sin cambiar de direcion. Por otra parte, como el calor es más fuerte en el ecuador que en los trópicos, este viento general tiene cierta tendencia á girar hácia el Norte en el hemisferio boreal y hácia el Sur en el austral. La combinacion de estas dos direcciones con la del viento Sur debido á la rotacion terrestre produce los alisios del Nordeste y del Sudeste, tales como se los observa en las dos zonas tropicales. Halley elaboraba esta teoría (que reproducimos aquí segun el análisis que de ella se hace en el artículo *Vientos* de la Enciclopedia) en 1686. Hadley no formuló hasta 1735 la suya, es decir, la que acamos de exponer en el texto, en la cual dice claramente que «para explicar los fenómenos de los vientos alisios no es necesario suponer en el aire un movimiento real y general de oriente á occidente, sino que el movimiento diurno de la Tierra basta para conseguirlo.» En este supuesto, muestra que los vientos del Norte y del Sur, ocasionados por el enrarecimiento del aire cerca del ecuador, se desvian de esta direccion por efecto de la rotacion, cuya velocidad va creciendo á medida que disminuye la latitud. Del mismo modo explica las contra-corrientes que nacen de la ascension del aire del ecuador enrarecido y que, siendo primeramente corrientes de las regiones superiores, se acercan poco á poco á la superficie de la tierra conforme se van enfriando, para llegar á ser más allá de los trópicos vientos de Oeste inferiores. Parécenos pues que á quien corresponde el honor de la verdadera teoría de los alisios es á Hadley, y no á su casi homónimo Halley. El mérito del primero de estos sabios, su parte en la nueva teoría ha consistido en sustituir la accion calorífica del Sol á la que aducian ántes los partidarios de Copérnico para explicar los alisios: estos atribuian el viento general de Este al retraso que debia sufrir la atmósfera al seguir el movimiento de rotacion de la Tierra.

que está sobre el océano se halla siempre cargado de vapor y su densidad resulta disminuida en proporcion; mas á medida que se eleva, una parte continuamente creciente del vapor que contiene se condensa; resultando de aquí un caldeo que dilataria el límite de la ascension si no se siguiese, por otra parte, cierta pérdida de temperatura de una radiacion más intensa. Hay pues casi compensacion; y además la influencia del vapor cesa al encontrarse con la primera capa saturada.

Hemos dicho que la observacion comprobaba la existencia de los contra-alisios, y que la teoría general quedaba confirmada con respecto á este punto. En efecto, en las regiones en donde soplan de un modo permanente por decirlo así los alisios del Nordeste ó del Sudeste, se ven claramente los cirrus, es decir, las nubes más altas de la atmósfera, moviéndose en direcciones precisamente opuestas á las que indica el movimiento de las capas superiores del aire. Las lluvias de polvo, las cenizas volcánicas arrastradas á grandes distancias de su punto de orígen han atestiguado muchas veces la existencia y direccion de los contra-alisios superiores. En prueba de ello se cita la erupcion de mayo de 1812 que llevó las cenizas del Monte-Garou, volcan de la isla de San Vicente, á 200 kilómetros al Este, sobre las Barbadas; la del volcan Coseguina en 1835, cuyas cenizas fueron á cubrir el suelo de la Jamaica á 1,300 ó 1,400 kilómetros al Nordeste de su punto de partida; la polvareda rojiza que á veces inunda la costa occidental de Africa y que segun el análisis de Ehrenberg no es otra cosa sino partículas orgánicas arrancadas por los vientos de los lodazales secos de las orillas del Amazonas y del Orinoco.

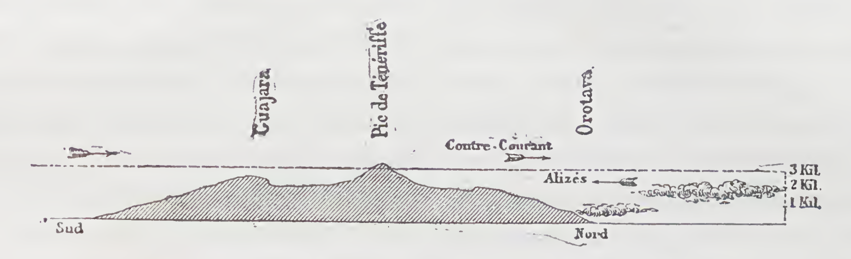


Fig. 207.—Zonas de alisios y contra-alisios en el pico de Teide



Fig. 208.—Cenizas del Garou arrastradas por el contra-alisio superior

En la isla Havai, al paso que el alisio sopla en la costa, reina una corriente contraria en la cumbre del Mauna Loa. Piazzi-Smyth, que hizo un estudio detenido de la meteorología de la isla de Tenerife, ha observado dos zonas en los costados del pico de Teide. Una, la inferior, es la de los alisios, que soplan con su constancia y regularidad acostumbradas en las partes bajas de la isla; y en la otra, ó sea la superior, reina una corriente del Sudeste. Entre ambas y á una altura media poco inferior á 3,000 metros, pero que varía segun la estacion, el aire

está tranquilo y el cielo despejado, al paso que más abajo se acumulan las nubes en un espesor de 300 á 400 metros.

Todos estos hechos son testimonios evidentes de la doble circulacion de los vientos regulares en sentido de la vertical; sin ella no se comprenderia cómo podria compensarse la atraccion de las masas de aire que desde las latitudes templadas boreales y australes vienen á converger en el ecuador. Pero al mismo tiempo es fácil ver que los contra-alisios no tienen su orígen en los límites de la atmósfera (1), sino que se forman á menores alturas las corrientes de regreso que arrastran consigo las masas de aire sobrecaldeadas y dilatadas de la zona ecuatorial. Además, á medida que los contra-alisios se acercan á latitudes más elevadas, descienden hácia la superficie de la Tierra.

Se han aducido varias causas para explicar este fenómeno, que alcanza todo su desarrollo un poco más allá del paralelo 30. Y en efecto, los vientos dominantes, del Sudoeste en el hemisferio boreal y del Noroeste en el austral, se han convertido en corrientes de superficie. Entre las causas de que hablamos, se ha aducido el enfriamiento que experimentan las masas aéreas al pasar de las zonas tropicales á las templadas, el aumento de su densidad y por consiguiente su descenso hácia el suelo. «Pero este enfriamiento, dice el almirante Bourgois, no puede tener el efecto que se le supone sino en el caso de que las capas atmosféricas inferiores, conservando una temperatura elevada, se encontrasen en regiones ménos densas que las capas superiores, cuando por el contrario, se sabe que las causas de disminucion de la temperatura media del aire, á medida que la latitud aumenta, son más enérgicas en la superficie que á cierta distancia del suelo.» Segun otros físicos, este fenómeno reconoce por causa la reduccion de la seccion trasversal de los contra-alisios á medida que su alejamiento del ecuador les hace cortar paralelos de menor diámetro. «A medida que la corriente ecuatorial superior, dice M. Jamin, converge hácia el Norte, esta corriente se reduce ó estrecha y envia hácia el suelo *remolinos descendentes*, que se mezclan con los vientos alisios.» Tambien se puede aducir como causa del descenso de las contra-corrientes superiores la aspiracion que tiene lugar en los puntos en que ocurre la ascension del aire por efecto de la influencia calorífica del sol, y en los que sobreviene una disminucion correspondiente de presion, segun lo comprueban la observacion y el raciocinio.

No carece de importancia la observacion de que las regiones en donde reinan las calmas, ya transitoria ó ya permanentemente, son aquellas en donde se encuentran y neutralizan las corrientes aéreas de direcciones opuestas. Tales son las zonas de las calmas del Pacífico en las inmediaciones del ecuador, allí donde convergen los alisios del Nordeste y del Sudeste; las del Atlántico, que se reducen á centros de calmas, que cambian de lugar, segun la estacion, tanto en longitud cuanto en latitud. Asimismo hay zonas de calmas en los límites septentrional y meridional de los alisios, á la altura en que, bajando á la superficie del suelo las corrientes superiores, quedan más ó ménos neutralizadas por las polares. Esto es tambien cierto en el sentido vertical, segun acabamos de verlo, á juzgar por las observaciones de Piazzi-Smyth en el pico de Teide. Pero las mismas regiones que se distinguen en tiempos normales por la calma que reina en la atmósfera, son al propio tiempo, si no el asiento, el punto de orígen de movimientos aéreos atorbellinados, de borrascas y huracanes, engendrados precisamente por el choque de los vientos contrarios. Estos movimientos giratorios, que muy luégo describiremos, no suelen terminar en los puntos en que han nacido, sino que atraviesan las zonas de los vientos regulares, alisios y monzones, cuyo equilibrio rompen momentáneamente y describiendo trayectorias dilatadas en la superficie del globo, y pasando de un continente á otro al través de los océanos, parecen ser la clave de la explicacion de los cambios de tiempo. Pero ántes de ocuparnos de esta clase de fenómenos, debemos acabar de describir las monzones, ó por lo ménos los vientos regulares que presentan el carácter de pe-

(1) Los vientos de las contra-corrientes superiores llevan consigo grandes cantidades de vapores arrebatados por la evaporacion á la superficie de los mares ecuatoriales. Bajando en las latitudes templadas á la superficie del suelo, se presentan en los continentes como vientos cálidos y húmedos que dan lugar, por su ascension gradual, á condensaciones y lluvias, anunciadas por una baja continua del barómetro, y así vemos que sucede en la Europa occidental, en donde dominan los vientos del Sudoeste. Si los contra-alisios se formasen en el ecuador en los límites de la atmósfera, quedarian privados de todo su vapor de agua, y llegarian hasta nosotros como vientos secos.

riodicidad de aquellas, porque el Océano Indico y los mares del extremo Oriente no son las únicas regiones en donde predomina esta clase de corrientes.

En el Mediterráneo, único mar que conocian bien los antiguos navegantes, reinan casi seis meses del año vientos de la region Norte, á los cuales dieron los griegos el nombre de *etesios* que aún conservan (en griego *etesiai*, de *etos*, año), á causa de la regularidad con que vuelven á soplar en una misma época del año. Los vientos etesios se notan en todo el Norte de Africa y en toda la extension del Mediterráneo hasta Grecia é Italia. Hácia el equinoccio de primavera, cuando el sol traspasando el ecuador se acerca á nuestras zonas, el viento, que ántes soplaba del Este y del Sudeste, salta á los rumbos del Norte y en ellos se mantiene. En junio y julio oscila entre el Norte, el Noroeste y el Nordeste; de fines de julio á fines de setiembre, sopla constantemente del Norte, con más fuerza de dia que de noche. Al describir Volney el clima de Egipto en 1784, hace las indicaciones siguientes sobre los vientos variables que suceden á los etesios durante la estacion de invierno: «A fines de setiembre, cuando el sol vuelve á pasar la línea, los vientos tornan hácia el Este, y sin fijarse en él, soplan de este rumbo más que de cualquier otro, exceptuando únicamente el Norte. Los buques aprovechan esta estacion, que dura todo el mes de octubre y una parte de noviembre, para regresar á Europa, y en las travesías á Marsella se invierten de 30 á 35 dias. A medida que el sol pasa al otro trópico, los vientos se vuelven más variables y tumultuosos, siendo sus regiones más constantes el Norte, el Noroeste y el Oeste. Mantiénense así en diciembre, enero y febrero, que en Egipto, lo mismo que en nuestro país, formanla estacion de invierno. Entónces los vapores del Mediterráneo, acumulados y dotados de mayor densidad por el frio del aire, se acercan á la tierra, y constituyen las nieblas y las lluvias. A fines de febrero y en marzo, cuando el sol vuelve hácia el ecuador, los vientos proceden más que en cualquier otro tiempo de los rumbos del mediodía. En este último mes y durante el de abril, reinan el Sudeste, el Sur y el Sudoeste, mezclados á veces con el Oeste, el Norte y el Este; el último de los cuales suele ser el más comun á fines de abril, y durante mayo se reparte con el Norte el imperio del mar, haciendo que los barcos inviertan ménos tiempo que en el otro equinoccio, en su regreso á Francia.»

Lo que acabamos de decir se refiere más particularmente á la parte oriental de la cuenca mediterránea; pero los vientos etesios dominan tambien en la occidental, como lo demuestra el párrafo siguiente que tomamos de C. Martins: «Merced á la frecuencia actual de la navegacion entre Francia y Argelia se ha podido apreciar mejor el estado normal de los vientos en la parte occidental de la cuenca mediterránea, en la cual predominan decididamente los del Norte. Muchas señales indican esta frecuencia de los vientos del Norte. Por ejemplo, si se compara la mitad del promedio de las travesías de ida y vuelta entre Tolon y Argel, se ve que la de vuelta es la cuarta parte más larga para un buque de vela y la décima para uno de vapor, efecto que no se puede atribuir á las corrientes, puesto que son muy débiles. Además, toda la vertiente Norte de las islas de Mallorca ó Menorca, está barrida por este mismo viento, que ocasiona notable detrimento en la vegetacion. Dicho viento domina tambien en Argel, Tolon y Marsella, llegando en invierno á su mayor violencia, entre la costa de Provenza y la de Africa.

»Por mediacion de estos vientos del Norte, la brisa marina de las costas de Africa, resultado de la aspiracion termométrica ejercida de Norte á Sur por las abrasadas arenas del Sahara, está enlazada con los vientos del Norte, dominantes en Provenza y en toda la cuenca del Ródano. Es pues permitido creer que todos estos vientos tienen un orígen comun.»

En resúmen, los vientos periódicos, llámense monzones, etesios ó de cualquier otro modo, tienen con los vientos regulares ó de duracion constante una íntima relacion que consiste en dimanar de una misma causa: unos y otros son productos de las desigualdades de la temperatura en zonas de latitudes diferentes y de las consiguientes desigualdades de presion. Sólo que en ciertas regiones y especialmente en ciertas extensiones marítimas, estas desigualdades oscilan entre límites que no dependen sino de los cambios de lugar del sol en latitud, resultando de aquí la constancia de los alisios

del Pacífico ó tambien del Atlántico. Por el contrario, en otras regiones los maxima de temperatura y los centros de bajas presiones están distribuidos con desigualdad, segun las estaciones, en razon de la distribucion geográfica de las tierras y de sus propiedades caloríficas; el Sahara y los desiertos de Libia en Africa, Siria y Arabia en el Asia occidental, las islas de la Australia y el continente australiano, son otros tantos focos de aspiracion para las masas atmosféricas más frias colindantes con ellos; y segun las épocas, estos focos contribuyen, juntamente con las zonas ecuatoriales, á producir grandes corrientes atmosféricas, secundándolas unas veces y contrariándolas otras, hasta el punto de cambiar totalmente su direccion. Los alisios se convierten de este modo en monzones y en vientos etesios.

VI

VIENTOS SINGULARES Y LOCALES: EL MISTRAL Y EL CIERZO; EL FŒHN Y EL SIROCCO; LOS VIENTOS DEL DESIERTO: EL SIMUN

La circulacion atmosférica regular, tal como acabamos de procurar describirla y de indicar sus causas generales, está sujeta, sobre todo en los continentes, á numerosas modificaciones que dependen de circunstancias locales, de la naturaleza y relieve del suelo, de la orientacion de las cordilleras ó de los valles, etc. Las masas de aire arrastradas por las corrientes adquieren así propiedades mecánicas y físicas muy variadas, resultando de esto accidentes meteorológicos de gran interés en las regiones sobre las cuales dichas masas se mueven. Habria en todo esto materia para importantes estudios de climatología cuyo conjunto formaria volúmenes enteros, áun limitándonos á la descripcion de los fenómenos y de las observaciones; pero nos contentaremos con hacer mencion de los vientos que más han llamado la atencion hasta el presente.

Algunos de los que en Europa soplan de la region del Norte y que por lo comun se designan con la denominacion de *vientos polares*, se distinguen por su violencia, aunque generalmente haga buen tiempo cuando soplan. Uno de ellos es el *mistral* (ó *maestrale)* en el litoral francés del Mediterráneo y en la region Nordeste de España. Es un viento del Noroeste seco y frio, propio de la parte meridional del valle del Ródano y del Aude, donde tambien se le llama *cierzo*. Cuando sopla, el cielo está enteramente despejado, y á veces su intensidad es tal que desarraiga árboles y derriba paredes. Al remontar el valle del Ródano, su direccion se aproxima al Norte. Los caracteres físicos del mistral, su sequedad y su violencia se comprenden perfectamente si se considera que las corrientes del Noroeste que llegan á soplar en las costas del Mediterráneo han atravesado la cordillera central, y se han descargado en las montañas de la Auvernia y de las Cevennas de todo el vapor de agua que contenian, y que su fuerza ha debido acelerarse al descender á causa de la atraccion del suelo caldeado de la Provenza ó del Languedoc. Así es que cuando el cierzo ó el mistral se desencadenan con mayor furia es en invierno ó en primavera, épocas en que las Cevennas están cubiertas de nieve.

En el Este de Francia, en Borgoña y en el Franco-Condado, el viento del Este y del Nordeste es el que, con el nombre de *bise*, presenta todos los caracteres del mistral, salvo quizás su violencia, que no es tanta.

En la orilla oriental del Adriático, en Istria y en Dalmacia soplan vientos del Norte de análogo orígen y causas semejantes, conociéndoselos allí con el nombre de *bora*. En España es el *gallego*.

El mistral del mediodía de Francia tiene por antagonista un viento de Sudoeste llamado *marino*, caracterizado por las lluvias que trae consigo, prueba de su paso por el mar, en donde las masas de aire han podido saturarse al ponerse en contacto con las olas y recoger los productos de una evaporacion activa.

El *fœhn* de los Alpes, y el *sirocco* de Italia son vientos cálidos cuyas direcciones opuestas coinciden, en cuanto al primero, con la corriente superior ó contra-alisio del Sudoeste, y en cuanto al segundo, con el alisio del Nordeste. Caracterizan á entrambos su extraordinaria sequedad, el descenso del barómetro y un aumento notable en la temperatura.

El fœhn *(favonius* de los romanos) se siente en la vertiente septentrional de los Alpes, desde Ginebra á Salzburgo y desde Suiza al Tirol. «En Suiza, dice M. Grad, se le llama el *comedor de nieves*, y á fines del estío sirve para

secar el heno en los cantones de Urí y de Saint-Gall. Endémico en muchos valles, aparece en todas las estaciones, pero sobre todo se le nota en primavera, porque en esta época disipa en pocas horas, en la zona de los campos cultivados, masas de nieve de uno á dos metros de espesor. Por esto dice un antiguo proverbio de los Alpes, que cuando una gruesa capa de nieve cubre sus casas, campiñas y prados, «ni Dios ni el Sol pueden nada como no acuda el fœhn en su auxilio,» para quitar á la tierra su helado sudario.»

En concepto de muchos meteorologistas, como Desor, Escher de la Linth y C. Martins, el fœhn tiene su orígen en el Sahara y adquiere su elevada temperatura en las ardientes arenas del desierto. Dove supone su orígen más al Oeste, en el Atlántico, y segun él no es otra cosa sino una de las ramificaciones del contra-alisio, opinion de la que tambien participa Grad. «El detenido estudio de los fenómenos meteorológicos que acompañan al fœhn, dice este meteorologista, nos induce á creer que existe alguna relacion entre él y las tempestades del Sur y del Sudoeste, presentándonoslo como una modificacion local de la gran corriente de regreso, dirigida del ecuador al polo Norte, en el momento de su mayor violencia en los valles de la vertiente septentrional de los Alpes.» A nuestro juicio, no hay contradiccion entre estas opiniones sobre el orígen del fœhn, que no difieren sino en la apariencia (1).

Cuando la corriente aérea se presenta en los flancos de la vertiente meridional de los Alpes, es cálida y húmeda. Pero una vez traspuesto el obstáculo que ante ella se presenta, la presion que la masa de aire soporta disminuye á medida que esta sube y se dilata; y el trabajo invertido en producir este aumento de volúmen se efectúa consumiendo calor. Para una ascension media de 3,000 á 3,500 metros, la disminucion de temperatura varía entre 20° y 30° segun el estado higrométrico del aire, de lo cual resulta una condensacion de vapor que se deposita, en forma de lluvia y de nieve, en los costados y en la cumbre de la montaña, de suerte que cuando el fœhn llega á la vertiente septentrional de los Alpes carece de vapor de agua. Continuando su marcha y descendiendo por la pendiente, la presion aumenta, el aire recobra, juntamente con su volúmen primitivo, el calor que habia perdido, y el viento es seco y cálido, como lo prueba la observacion.

Esta explicacion de los fenómenos característicos del fœhn es aplicable á todos los vientos que cruzan por elevadas montañas para bajar á los llanos de la vertiente opuesta. Así sucede con el *sirocco* de la vertiente italiana de los Alpes, que tiene por orígen las borrascas del Nordeste, y se hace sentir como viento seco y cálido en las llanuras de Lombardía. En Argelia, el mismo nombre designa los vientos del Sur salidos del desierto y que han pasado por cima del Atlas. Algunos vientos que tienen propiedades análogas soplan junto al litoral del Adriático en Ragusa, en las laderas del Elburz al Sur del mar Caspio, y en toda la costa occidental de Groenlandia, donde las corrientes del Sudoeste, despues de salvar altitudes de 2,000 metros en el interior, llegan á las tierras bajas de las costas Oeste y Noroeste, ocasionando aumentos de temperatura que no bajan de 25°.

Cuando los vientos atraviesan grandes espacios áridos ó desiertos arenosos expuestos á los rayos verticales del sol, el aire seco y ardiente levanta con su violencia nubes de tenue polvo que penetra por todas partes y del cual difícilmente se preservan los hombres y los animales. Más de una caravana, sorprendida por estos huracanes de arena, ha perecido víctima de accidentes que resultan de un calor y de una sequía excesivos y de la asfixia causada por la introduccion del polvo en los órganos respiratorios. Esos *vientos del desierto*, esos vientos *emponzoñados* como los llaman los árabes, soplan en Siria, Arabia, Egipto, en el Sahara, y en los desiertos del Asia central. En Arabia es el *simun*, ó *semum* (de *samma*, caliente y venenoso). Los turcos le llaman *chamyelé* ó viento de Siria, cuya palabra se ha convertido en *samiel*. En Egipto lleva el nombre de *kamsin* (viento de cincuenta dias), porque aparece principalmente en los 50 dias próximos al equinoccio. Al Oeste del Sahara, en Guinea, es el

(1) Segun unos, el Sahara es un antiguo mar seco; el fœhn no debia existir cuando el agua cubria el espacio que ocupa, y de este modo se explicaria la inmensa extension de los glaciares de los Alpes en las últimas épocas geológicas. M. Grad cree que esta es una hipótesis sin fundamento; pero de todos modos, esta cuestion es enteramente extraña al orígen del fœhn.



harmattan; y por último, en los desiertos del Asia central, la palabra persa *tebbad* (viento de fiebre) es la denominacion con que se conocen estos vientos perniciosos.

Hé aquí la descripcion que hace Volney del kamsin y de sus efectos:

«Cuando estos vientos empiezan á soplar, la atmósfera adquiere un aspecto alarmante. El cielo, tan puro siempre en estos climas, parece anublarse, el sol pierde su brillo y su disco toma un color violáceo. El aire no está en realidad nebuloso, sino gris y polvoriento, viéndosele lleno de un polvillo suelto que no se deposita en ninguna parte y que penetra en todas. El viento, siempre ligero y rápido, al principio no es muy caliente; mas conforme pasa el tiempo, crece en intensidad. Los cuerpos animados lo notan muy en breve en el cambio que experimentan. El pulmon, al que no llena ya un aire enrarecido, se contrae y duele; la respiracion es breve, fatigosa, la piel se reseca y se siente un calor interior insoportable. Por más que se beba agua, no se restablece la traspiracion. En vano se busca alguna frescura; los cuerpos que ántes la daban, engañan la mano que los toca: el mármol, el hierro, el agua están calientes, por más que el sol aparezca velado. Entónces las calles quedan desiertas, y en la poblacion reina profundo silencio como si fuese de noche. Los habitantes de las ciudades y aldeas se encierran en sus casas, y los del desierto en sus tiendas ó en los pozos abiertos en el suelo, en donde esperan el fin de esta especie de tempestad. Por lo general dura tres dias; si excede de ellos, se hace insoportable. ¡Pobres de los viajeros sorprendidos por semejante viento léjos de todo albergue! Tienen que sufrir todos sus efectos que á veces terminan con la muerte. Lo más peligroso son las ráfagas; entónces la velocidad aumenta el calor, que mata repentinamente con circunstancias singulares, porque á veces cae un hombre como herido de un rayo entre otros dos que continúan ilesos, y á veces basta taparse la nariz con un pañuelo ó meterla en un agujero de arena, como hacen los camellos, ó huir á escape, como los árabes.»

Los caracteres del simun, en el Sahara y en las Nefud, y del tebbad en los desiertos del Asia central, son á corta diferencia los del kamsin descritos por Volney. Siempre es ese calor abrasador que sólo puede compararse con el aire ardiente que sale de la boca de un horno, ese polvo arenoso que se introduce á través de los objetos más herméticamente cerrados, esa atmósfera empañada que sólo da paso á los rayos mortecinos de un sol oscurecido.

«En el Souf, dice C. Martins en su descripcion física del Sahara, estos vientos sepultan caravanas enteras bajo enormes montones de arena; de este modo pereció el ejército de Cambises, y los numerosos esqueletos de camellos que encontramos atestiguan que á veces se repiten estas catástrofes.» Ocurre sin embargo que el simun causa estragos sin que su violencia levante la arena del desierto, á pesar de lo cual el cielo se oscurece tambien. Palgrave observó este fenómeno cuando su viaje á la Arabia central. «El horizonte se oscurecia rápidamente, dice, y adquiria un color violado; un viento de fuego, parecido al que saldria de la boca de un horno gigantesco, soplaba en medio de crecientes tinieblas... ¡Cosa extraña! Miéntras duró el huracan (que no fué mucho tiempo, pues segun el relato del viajero, sopló tan sólo media hora), no se elevó ningun torbellino de polvo ni de arena, ninguna nube invadió el cielo, de suerte que no sé á qué atribuir las tinieblas que de pronto invadieron la atmósfera.» Quizás se habria levantado alguna nube de arena en un punto más remoto interponiéndose á cierta altura entre el sol y el sitio en que Palgrave observó este pasajero ataque del meteoro. Arminio Vambery, que atravesó el desierto situado entre Tunuklu y Bokhara, en el Asia central, habla tambien de la sensacion penosa que causa la arena. «Nuestros pobres camellos, dice, habian barruntado la llegada del *tebbad;* y despues de mugir desesperadamente, se arrodillaron, estirando sus cuellos sobre el suelo y procurando esconder sus cabezas entre la arena. Sirviéndonos de sus cuerpos como de un antemural, nos arrodillamos tambien detrás de ellos, y el viento pasó sobre nosotros con sordo estremecimiento, dejándonos cubiertos de una capa de arena de dos dedos de espesor. Los primeros granos que sentí en mi carne me produjeron el efecto de una verdadera lluvia de fuego.»

Dando crédito á los relatos orientales así como á la etimología, se ha creido mucho tiempo

que el simun tenia propiedades tóxicas especiales. Los vientos del desierto son indudablemente peligrosos, pero se deben atribuir á la evaporacion excesiva, á la sed insaciable que es su consecuencia, á la accion sofocante de un aire cargado de partículas arenosas de extraordinaria tenuidad, los funestos efectos que causan en los viajeros sorprendidos por ellos, y ya de antemano enervados y debilitados por una temperatura tórrida.

CAPÍTULO IV

LAS TEMPESTADES

I

BORRASCAS, TEMPESTADES, HURACANES.—MOVIMIENTOS DE TRASLACION Y DE ROTACION DE LAS TEMPESTADES. — LOS CICLONES.

Los marinos franceses designan con el nombre de *grain (turbonada* en español, *squall of wind* en inglés), todo cambio brusco en la direccion ó en la fuerza del viento, por lo regular acompañado de una recrudescencia en las nubes que cubren el cielo y adquieren más densidad. Si las turbonadas se suceden á cortos intervalos, aumentando en intensidad y duracion, se convierten en *borrascas*, *golpes de viento*, y en el órden de gradacion ó de aumento de la perturbacion atmosférica, la borrasca pasa á ser *tormenta*, *tiempo* ó *temporal*, *tormenta*, *huracan*. En tierra se usan los mismos términos, pero sin dar una significacion clara y precisa á cada uno de ellos. Sin embargo, conforme hemos visto ya, las escalas terrestre y marítima de la fuerza del viento concuerdan en considerar las tempestades y los huracanes como los últimos grados de la violencia de la perturbacion atmosférica.

En otro tiempo se creia que los temporales, áun los más devastadores, eran fenómenos locales que nacian y morian en el mismo sitio, por decirlo así, ó que por lo ménos abarcaban una extension bastante limitada de la superficie terrestre. La dificultad ó la escasez de comunicaciones por una parte, y la falta de observaciones simultáneas por otra, no permitian seguir las fases de una tempestad y establecer, como se puede hacer hoy, las etapas del camino que recorre en los continentes ó en los mares. A fines del siglo pasado no habia dejado de comprobarse la marcha progresiva de algunos huracanes, por ejemplo, la del terrible temporal que asoló el 13 de julio de 1788 una zona del territorio, atravesando toda la Francia de Sur á Norte hasta llegar á Holanda (1). En una nota inserta en los *Anales de física y química* de 1818, Arago menciona algunos casos de tempestades que se propagaron en sentido contrario de aquel en que soplaba el viento, pero sin insistir en el hecho mismo de la traslacion. Las observaciones cada vez más numerosas de los huracanes del mar de las Indias y del de las Antillas, no debian tardar en poner fuera de duda el movimiento de traslacion de estos meteoros en la superficie del Océano, y se los pudo seguir asimismo en su curso á través de los continentes cuando la aplicacion del telégrafo eléctrico á los estudios meteorológicos hubo multiplicado las observaciones y hecho

(1) Se habia presentado más bien que reconocido el movimiento de trasporte de los meteoros tempestuosos. A instancias de Borda, algunos sabios, entre ellos Laplace y Lavoisier, organizaron observaciones simultáneas del barómetro en varios puntos de Francia. Lavoisier expresaba, en una nota publicada en 1790, su esperanza de que merced á la comparacion de las observaciones se podria «prever con uno ó dos dias de anticipacion y con bastante probabilidad, el tiempo que haria; y áun se cree, añade, que no seria imposible publicar todas las mañanas un diario de predicciones que seria sumamente útil para la sociedad.» Comparando Borda las observaciones múltiples durante una sola quincena, habia reconocido ya que las variaciones del barómetro en puntos distantes no son simultáneas, sino sucesivas, y que el órden de estas variaciones depende de la direccion del viento. «Media tal correspondencia, dice, entre la fuerza, la direccion de los vientos y las variaciones del barómetro hechas en gran número de puntos distantes entre sí, que, dados dos de estos tres elementos, es fácil deducir de ellos el tercero.» Kaemtz discute desde este punto de vista, en su *Curso de meteorología*, las variaciones del barómetro en la superficie del globo durante cierto número de tempestades famosas, y el hecho de su propagacion sucesiva se desprende claramente de su discusion.

pronta y fácil su comparacion. Ya á fines del siglo pasado se habia procurado hacer esta aplicacion hoy tan apreciada valiéndose de las señales del telégrafo aéreo; pero hasta 1850 y á propuesta de Redfield, no se hicieron en los Estados Unidos los primeros ensayos verdaderamente prácticos. «Vese, pues, dice M. Radau ocupándose de esta última circunstancia, que la idea de esta nueva aplicacion del telégrafo estaba en embrion, habiendo sido preciso un grave acontecimiento para que se convirtiese en realidad. Este acontecimiento fué el huracan que el 14 de noviembre de 1854 sorprendió á las escuadras aliadas en el mar Negro y causó la pérdida del navío *Enrique IV*. Averiguóse entónces que aquel mismo dia ó el anterior habia habido temporales en el Oeste de Europa, en Austria, en Argelia, y pareció indudable que la tempestad se habia ido propagando progresivamente en dilatada extension. Habiéndose dirigido M. Le Verrier á los meteorologistas de todos los países para conseguir datos acerca del estado de la atmósfera en los dias del 12 al 16 de noviembre, reunió más de 250 documentos que probaron «que el temporal habia atravesado la Europa de Noroeste á Sudeste, y que si hubiese habido telégrafo entre Viena y la Crimea, nuestras escuadras hubieran sido avisadas á tiempo de la llegada del huracan.»

El movimiento de traslacion de los temporales, perfectamente conocido de los marinos acostumbrados á navegar por el mar de las Indias y por el de las Antillas, donde son tan frecuentes, se hizo pues extensivo á todas las perturbaciones atmosféricas de menor violencia, que de este modo perdieron poco á poco el carácter local que se les atribuia en otro tiempo. Muy pronto veremos cómo se determinan las trayectorias descritas, y cuál es su orientacion, su forma y su extension en las diferentes cuencas oceánicas.

Otro carácter comun á las grandes perturbaciones atmosféricas es el movimiento de rotacion de las grandes masas de aire que trasportan. En realidad tienen la forma de un torbellino en todos los puntos de su trayecto. Alrededor de una region central, en donde el aire está en relativa calma, el viento sopla en direcciones que dan toda la vuelta del horizonte, de suerte que en los extremos de un mismo diámetro presenta direcciones completamente opuestas. En cuanto á su violencia, va creciendo de la circunferencia hasta los bordes de la calma central. Este movimiento de rotacion es circular, en concepto de algunos, de suerte que las diferentes capas de aire agitadas forman círculos concéntricos. Segun la opinion de otros meteorologistas, la verdadera forma de la seccion horizontal del meteoro es la de una espiral, teniendo las capas de aire una tendencia creciente á acercarse al centro. Sea de ello lo que quiera, lo cierto, lo que se ha hecho plenamente patente en virtud de las observaciones de muchos marinos y meteorologistas (1) es el movimiento giratorio de las tempestades, el cual ha hecho que se dé á todas el nombre de *ciclones*, aplicado en un principio solamente á los huracanes del mar de las Indias.

Antes de decir lo que se sabe acerca de la marcha progresiva de los ciclones y de su movimiento giratorio, ántes de dar el enunciado de lo que se llama la *ley de las tempestades*, entremos en algunos detalles descriptivos á propósito para que se conozca mejor su fisonomía característica, detalles descriptivos que tomaremos de los relatos originales de los testigos de estos grandes cataclismos.

II

LOS CICLONES EN LAS REGIONES TROPICALES

Navegando Cristóbal Colon por un mar en que con frecuencia se desencadenan los ciclones, durante los varios viajes que hizo al nuevo mundo que acababa de descubrir, tuvo ocasion de presenciar muchos, cuya violencia pintó aquel grande hombre con frases tan sencillas como expresivas. «Jamás he visto la mar tan encrespada, tan horrible, tan llena de espuma. El viento se oponia á que se siguiera adelante, y ni siquiera nos dejaba llegar á algun promontorio. Me retenia en este mar, que parecia de

(1) Segun M. Chevreul, el físico francés J. Hubert fué el primero que en 1788 indicó el movimiento de rotacion de los huracanes del mar de las Indias, que tan frecuentes estragos causan en nuestra hermosa isla de la Reunion. Más tarde, Capper en Inglaterra, Dove en Alemania, Reid, Redfield, H. Piddington (el padrino de los ciclones), Bridet, Roux, Ansart, en América y en Francia, han contribuido á fijar las leyes del doble movimiento de rotacion y de traslacion de estos meteoros.

sangre, y que hervia como una caldera puesta sobre un gran fuego. Nunca se habia visto el cielo con un aspecto tan espantoso; por espacio de un dia y una noche estuvo ardiendo como un horno, y lanzaba rayos tan inflamados que á cada momento miraba si se me habia llevado los palos. Aquellos rayos caían con furia tan terrible que todos creíamos que iban á abrasar las naves. Miéntras tanto, no cesaba de caer agua del cielo; no se podia llamar á esto llover, sino que era como otro diluvio. Las tripulaciones estaban tan postradas, que deseaban la muerte para librarse de tantos males. Los barcos habian perdido dos veces sus lanchas, sus anclas, sus jarcias, y estaban abiertos y sin velas.»

Nos limitaremos á mencionar los huracanes célebres que en agosto de 1681, mayo de 1761, octubre de 1780, abril de 1782 y julio de 1825 asolaron la zona de las Antillas, causaron muchísimas víctimas en mar y en tierra, y destruyeron plantaciones y casas, buques aislados y convoyes de barcos. El detalle de todos los desastres acumulados en todo el trayecto de tan terribles meteoros no haria más que dar una idea de su furiosa violencia, sin caracterizar suficientemente las distintas fases de su desarrollo. El relato siguiente, tomado de Reid, quien reproduce el de un testigo ocular, nos parece más instructivo por este concepto. Se refiere al ciclon que pasó por las Barbadas el 10 de agosto de 1831:

«A las siete de la tarde, el cielo estaba despejado y la atmósfera tranquila; esta tranquilidad duró hasta las nueve y minutos, en cuyo momento el viento sopló otra vez del Norte; á las diez y media se vieron de vez en cuando relámpagos en direccion del Nor-nordeste y del Nordeste. Hasta media noche hubo rachas de viento y lluvia del Nor-nordeste. El termómetro bajó hasta 28°, subiendo á 30° en los momentos de calma. A la madrugada, los relámpagos y los truenos se sucedieron con fragor espantoso; el huracan soplaba con furia del Norte y del Nordeste, pero su impetuosidad aumentó á la una de la mañana del 11 de agosto; el temporal, que hasta este momento venia del Nordeste, saltó bruscamente al Noroeste y á los rumbos intermedios. Desde este instante, rasgaron las nubes continuos relámpagos; pero los surcos sinuosos de las descargas eléctricas eran aún más vivos que los fulgores del relámpago, y el rayo estallaba en todas direcciones. Poco despues de las dos de la mañana, el atronador estruendo del huracan que soplaba del Nor-noroeste al Noroeste fué tal que no es posible describirlo. El teniente coronel Nickle, del regimiento n.° 36, que habia procurado resguardarse en el hueco exterior de una ventana del piso bajo de su casa, no oyó caer ni el techo ni el piso superior, que se derrumbaron, y únicamente lo notó por el polvo procedente de los escombros.

»Poco despues los relámpagos cesaron al mismo tiempo que el viento, y la ciudad quedó sumida en medrosa oscuridad. Cayeron del cielo muchos meteoros inflamados; uno de ellos, de forma esférica y de color encarnado oscuro, pareció bajar verticalmente desde grande altura. Su caida tuvo indudablemente por causa su propio peso, y no la accion de alguna fuerza exterior: al acercarse á tierra con velocidad espantosa, era de un color blanco deslumbrador, su forma se alargó, y al tocar el suelo de la plaza de Beckwith, se rompió en mil fragmentos, como una masa de metal en fusion, y en seguida se apagó de pronto. Por su forma y su tamaño se parecia á un globo de lámpara; por su brillo y la division de sus fragmentos, á una bola de mercurio de la misma dimension. A los pocos minutos de la aparicion de este meteoro, el ruido ensordecedor del viento se convirtió en un murmullo solemne, ó mejor dicho, en un bramido lejano; los relámpagos que, fuera de escasos y breves intervalos, no habian cesado de surcar el cielo, aumentaron en vivacidad y brillo, cubriendo durante media hora todo el espacio comprendido entre la tierra y las nubes. La inmensa masa de vapores parecia tocar los techos de las casas y lanzar hácia la tierra llamas que esta le devolvia al punto.

»Inmediatamente despues de tan singular lluvia de relámpagos, el huracan sopló nuevamente del Oeste con prodigiosa violencia, sembrando por todas partes millares de objetos arrebatados por él en su camino. Las casas más sólidas se estremecian hasta sus cimientos y el suelo retembló al paso del azote destructor. Miéntras duró el huracan no se pudo distin-

guir con claridad el estampido del trueno. El estruendo y los silbidos del viento, el ruido del Océano, cuyas formidables oleadas amenazaban devorar cuanto el huracan dejaba en pié, el choque de las tejas, el derrumbamiento de techos y paredes, y otros mil ruidos confusos, formaban un estrépito horrible, espantoso. Los que no han presenciado semejantes escenas de horror no pueden formarse una idea del temor y desaliento que se apoderan del hombre en presencia de tan rabiosa y destructora furia.

»Despues de las cinco de la mañana la tempestad aflojó algunos instantes, y entónces se pudo oir el ruido causado por la caida de las tejas y escombros, que las últimas rachas habian levantado probablemente á grande altura. A las seis el viento soplaba del Sur, á las siete del Sudeste, á las ocho del Es-sudeste y á las nueve el cielo volvia á estar despejado.

»Así que la claridad del dia permitió distinguir los objetos, el autor de este relato fué, no sin trabajo, al muelle. Llovia entónces con tal violencia que el agua lastimaba el rostro, siendo esta tan espesa que apénas se podian distinguir los objetos más allá del muelle. La escena que se ofreció á su vista era de indescriptible majestad: las oleadas gigantescas que se precipitaban sobre la playa parecia que iban á devorarlo todo; mas al estrellarse contra ella, desaparecian bajo toda clase de restos, como maderos, tablas, guijarros, duelas y barricas, haces de heno y mercancías de toda clase. Unicamente dos barcos habian quedado á flote junto al muelle, todos los demás habian zozobrado ó encallado en la barra.



Fig. 209.—Ciclon en las Antillas

»A cualquier lado que se dirigiese la vista, desde lo alto de la torre de la catedral, no se veía más que una dilatada llanura de ruinas; no quedaba rastro alguno de vegetacion, como no fuesen algunos campos de yerba agostada. No parecia sino que una tromba de fuego hubiese recorrido toda la superficie de la tierra. Los pocos árboles que habian quedado en pié, pero sin ramas ni hojas, tenian el mismo aspecto que en invierno, y las numerosas quintas de Bridgetown, privadas de su lozana verdura, estaban enteramente asoladas. La direccion en que habian caido los cocoteros indicaba que, si algunos de ellos habian sido desarraigados por el Nor-nordeste, en su mayoría habian cedido á los furiosos embates del Noroeste.»

El ciclon del 10 de agosto de 1831, despues de pasar por la Barbada, con su centro algo al Norte de esta isla, prosiguió su marcha con rapidez creciente; del 12 al 13 pasaba por Haiti, del 13 al 14 por Cuba, y del 16 al 17 estaba en la desembocadura del Mississippí. A partir de este punto, dejó de observarse su movimiento.

El ciclon cuya descripcion se acaba de leer, comparable por su violencia con el *gran hura-*

can de 1780 que asoló las Antillas y cuyo centro pasó por la Barbada, ofrece una particularidad que se ha notado tambien en los otros: la caida de meteoros ígneos (1). ¿Serian meteoros eléctricos como los que se han visto en algunas tormentas, por ejemplo rayos en forma de bola, ó en el caso de que se trate de verdaderos bólidos, de orígen extra-terrestre, era su caida puramente fortuita y habrá habido simple coincidencia? Es sabido que los dias 10 y 11 de agosto son una fecha crítica de la astronomía meteorológica: la del paso de la Tierra por en medio del grupo de las Perseidas. No es pues de extrañar que algun bólido perteneciente á este enjambre haya venido á confundir sus resplandores con los de las chispas eléctricas tempestuosas. Pero por otra parte, ¿no podria suponerse que los ciclones tienen su orígen en la colision de los meteoros cósmicos al penetrar en una atmósfera que se halla en estado de equilibrio inestable? Este es un asunto de investigaciones que quizás no careceria de interés.

Asimismo debemos fijarnos en otro punto de la narracion que precede, ó sea en el párrafo en que se dice que «la superficie de la Tierra retembló al paso del huracan.» Lo compararemos con el relato de sir G. Rodney sobre el ciclon del 10 de octubre de 1780 y sobre las ruinas que ocasionó en la Barbada. «Jamás hubiera creido á no haberlo visto, dice, que el viento pudiera destruir por sí solo tan completamente una isla tan notable por sus numerosas y sólidas viviendas, y estoy convencido de que su violencia sola impidió que los habitantes sintieran las sacudidas del *temblor de tierra que indudablemente acompañó al huracan*. Tan sólo un temblor de tierra pudo arrancar de sus cimientos los edificios más sólidos.» Si este aserto es exacto, se puede plantear acerca de las sacudidas del suelo la misma cuestion que sobre los meteoros ígneos. El temblor de tierra ¿es efecto del ciclon y del notable descenso barométrico que, segun más adelante veremos, ocurre simultáneamente con él? ó por el contrario, ¿podrá ser su causa determinante, á no ser que se vea en los dos fenómenos concomitantes tan sólo una coincidencia fortuita?

Los huracanes del mar de las Antillas, los ciclones del Océano Indico austral y los tifones de los mares del extremo Oriente difieren entre sí por las posiciones y direcciones de sus trayectorias y el sentido de sus movimientos de rotacion. En cambio se parecen mucho por sus efectos destructores. Así lo consignaba ya Dampier en el siglo pasado cuando decia en su *Tratado sobre los vientos, las mareas y las corrientes:* «Por mi parte, creo que entre un huracan del Océano Atlántico y un tifon de los mares de la China y del Océano Indico no hay más diferencia que la de los nombres.» Haremos pues sucintamente la descripcion de los ciclones más célebres, y al efecto citaremos el de los dias 10 y 11 de octubre de 1846, que asoló las Antillas y especialmente la ciudad y el puerto de la Habana, destruyendo considerable número de buques y casas y causando innumerables víctimas. Segun el contra-almirante Laplace, el barómetro bajó en lo más fuerte del huracan á 687 milímetros. En 1867, la isla de Santhomas sufrió los efectos de un ciclon espantoso; de 80 buques que habia en la rada, 76 se fueron á pique ó se estrellaron contra la costa, y perecieron 450 marinos. Cuatro años despues, un huracan devastó horrorosamente la misma isla, destruyendo toda la parte oriental de la ciudad. Hé aquí algunos detalles que bastarán para dar una idea de la violencia terrible del meteoro: «En la mañana del 21 de agosto, la ciudad de Santhomas, que brillaba con todos los esplendores de la naturaleza tropical, presentaba un aspecto siniestro. El cielo tenia un color ceniciento; el puerto, la ciudad y las colinas que la rodeaban se cubrian de vapores, y llovia á torrentes. Al medio dia el barómetro bajó con rapidez; el viento arreciaba, y del mar se elevaron enormes nubes de agua convertida en polvo que pasando por encima de la ciudad, fueron á parar á las cumbres de las montañas..... A las dos el huracan era tan furioso que hubimos de bajar del piso superior de la casa para refugiarnos en la planta baja.

»A las tres la tempestad estaba en toda su fuerza. De pronto una masa sombría pasó por

(1) Al hacer mencion Zurcher y Margollé de la tempestad del 25 de octubre de 1859 en su interesante obra titulada *Trombas y ciclones*, añaden: «Al cerrar la noche durante la cual el huracan llegó á su mayor violencia, apareció un globo de fuego en medio de las nubes, cambiando rápidamente de colores y rompiéndose en seguida en pedazos. Se le observó simultáneamente en Plymouth, en donde su paso fué seguido de una racha espantosa, y en Dublin, en donde reinaba una calma perfecta, por estar allí probablemente el centro del ciclon.»

delante de nosotros y desapareció en el mar: era el techo del cuartel arrancado por el viento. El estruendo llegó á ser infernal; á cada momento oíamos el estrépito de las casas que se derrumbaban. Los cocoteros y las palmeras más robustas se quebraban como simples cañas, yendo á parar á muchos centenares de metros de distancia. Al cuarto de hora habia 400 casas en el suelo y 3,000 personas sin asilo.

»Toda la parte oriental de la ciudad de Santhomas estaba convertida en ruinas, y las calles llenas de escombros y objetos de todo género. Yo tuve ocasion de presenciar rarísimos efectos de la tempestad; por ejemplo, el viento habia arrebatado el primer piso de una casa y el piso superior junto con el tejado habia caido en la planta baja, como si el huracan hubiera cortado una porcion horizontal de la mitad del edificio.»

Segun parece, hay unos años más fecundos que otros en tempestades. Por ejemplo, en el mismo año 1871, un tifon causó estragos en la parte meridional del Japon el 5 de julio; otro llegaba el 9 de agosto al Norte de Formosa, causando la pérdida de muchos barcos; el 24 de agosto, tres dias despues del ciclon de Santhomas que acabamos de mencionar, un violento tifon asolaba á Yokohama y la bahía de Yedo. Por último, el 10 de octubre, un huracan estuvo á punto de causar la pérdida del trasporte francés *Amazonas*, que salia de la Martinica para Francia; sorprendido por el ciclon en un punto en que la direccion del viento se confundia con la de los alisios, el comandante del *Amazonas* conoció demasiado tarde la naturaleza del temporal y atravesó el meteoro por el centro. Luégo veremos las oscilaciones que tuvo el barómetro durante tan terrible trayecto.

Las líneas siguientes, tomadas del relato del viajero inglés J. Thomson, acabarán de demostrar que los huracanes de los mares de China no ceden en furia á los del Atlántico ó del mar de las Indias. «Hacia mucho tiempo que deseaba ver un tifon, dice, deseo que ví satisfecho más de una vez en Hongkong. La fuerza del viento en estas tempestades es mucho mayor de lo que yo creia posible. Este viento formidable rompe las amarras y las anclas más sólidas; arrastra los barcos haciéndolos dar vueltas como si fuesen hojas, y he visto algunos que al salir de la tempestad tenian sus velas hechas jirones, las jarcias rotas, perdidas las vergas y los palos rotos por la fogonadura. En Hongkong ha habido más de una vez terribles golpes de viento que han arrancado las cornisas de las casas y hecho volar por las calles las galerías, como si fueran leves pajas. Durante el período álgido de la tempestad, los residentes, ó por lo ménos la mayoría de ellos, se encierran en sus casas, atrancan como pueden las puertas y las ventanas, y aguardan así á que pase la tempestad, no sin temer á cada instante que una racha más fuerte que las anteriores derribe la casa y los sepulte á todos bajo sus ruinas.

»Una vez me atreví á arrostrar la furia del temporal para ir á ver á la Praya la masa de embarcaciones chinas y otros buques ligeros mercantes que el viento habia arrojado á la orilla, apilándolos allí como un inmenso monton de maderos, precisamente en la parte baja de la ciudad, en el extremo Oeste de la playa. Algunos extranjeros intrépidos estaban allí y habian salvado muchos indígenas, pero un número mucho mayor de estos se habia ido al fondo con sus barcos. El cielo tenia un siniestro color de plomo, y si la rabia del viento parecia calmarse algunos momentos, sólo era para volver á soplar con más violencia. Veíase desprenderse la cresta de las olas y, arrastrada por el viento, volar por los aires formando largos rastros de blanca espuma, al través de los cuales se divisaban claramente los buques desmantelados, juguete de las olas, y los vapores calentando sus máquinas para estar preparados en caso necesario á huir á todo vapor.»

Por espacio de mucho tiempo se ha considerado á los ciclones como meteoros de las regiones tropicales; diciéndose que las tempestades de las latitudes más elevadas eran golpes de viento, tormentas locales, porque no tenian el carácter especial de rotacion propio de los huracanes, tifones y ciclones de la zona tórrida. Hoy está probado que los huracanes que devastan los países de las altas latitudes son á menudo ciclones que han tenido orígen en las cercanías del ecuador y que, en virtud de su movimiento de traslacion, han llegado progresivamente hasta la zona templada y áun hasta cerca de la polar. Desde que, gracias á los ca-

bles telegráficos, los avisos meteorológicos han podido trasmitir á los marinos el anuncio de la llegada de un ciclon de un continente á otro, se han hecho observaciones positivas que han puesto fuera de toda duda la identidad de ciertos temporales europeos con los ciclones salidos del golfo de México.

Lo que en otro tiempo pudo hacer inseguro el carácter giratorio de las tormentas de las altas latitudes fué que, cuando un ciclon traspasa las regiones tropicales, no es fácil comprobar el hecho de que el viento sopla, en sus diferentes partes, de todas las direcciones de la rosa. Entónces no se observa más que la mitad del torbellino que está vuelta hácia el ecuador, y el área de esta parte disminuye tanto más cuanto más avanza la trayectoria hácia el polo. Este es un hecho que ha demostrado un oficial de la marina holandesa, M. Andrau, despues de estudiar detenidamente las tempestades del Atlántico norte. «Segun sus averiguaciones, entre los 25° y 30° de latitud N. se observan los temporales á todas las áreas del viento; entre los 30° y 35° no se nota ya el viento del Este que debe soplar en la parte más septentrional del torbellino; entre los 40° y 45° no se observa ya ningun viento de la parte del Este, sino tan sólo la mitad del torbellino en donde el viento sopla desde el Sur hasta el Norte pasando por el Oeste; entre los 50° y los 55°, la tempestad sopla únicamente del Sudoeste, del Oeste y del Noroeste.»

Para explicar esta anomalía, esta supresion gradual de toda una mitad del ciclon, M. Andrau ha comparado el torbellino con el movimiento de un disco de cierto espesor que, girando con rapidez alrededor de un eje primeramente vertical, está arrastrado por otro movimiento de traslacion en la superficie de la esfera. Continuando invariable en el espacio la direccion del eje, será siempre paralela á la vertical del punto de orígen. Mas á medida que el torbellino se aleja de este punto y llega á latitudes más y más elevadas, el eje parece inclinarse sobre los horizontes sucesivos, y el disco, en lugar de permanecer tangente á ellos, se bajará por un lado para elevarse por otro. Como el aire en movimiento no rasará ya la tierra en el lado septentrional del torbellino, cesará de hacerse sentir en la superficie. Así pues, únicamente observando los movimientos de las nubes elevadas se podrá comprobar la rotacion ciclónica; sin embargo, el descenso del barómetro en las regiones dominadas por la mitad boreal de este meteoro, indicará tambien su paso, áun cuando no se note el cambio de direccion del viento, cambio que se habria observado si el ciclon hubiese continuado rasando la tierra. Segun M. Andrau, las tempestades de las altas latitudes proceden de ciclones, de los cuales sólo se observa una parte, y de este modo explica lo raro de los golpes de viento en estas regiones y la frecuencia de las borrascas que, empezando en el Sudoeste, acaban en el Noroeste (1).

Al pasar los ciclones de las regiones tropicales á las altas latitudes, van perdiendo su violencia á medida que se agranda el área de la superficie terrestre que ocupan. Sin embargo, á veces acontece que el huracan conserva una fuerza cuyos efectos destructores son terribles. Los siniestros causados por los temporales del 14 de noviembre de 1854 en el mar Negro, de los dias 2 y 3 de diciembre de 1863 en las costas occidentales de Europa, son testimonios de la intensidad de los ciclones que llegan á nuestros climas. El 11 de enero de 1866, un huracan dirigido de Este á Oeste, pasó por Cherburgo. El viento, que el dia anterior soplaba de la region del Sur al Este, saltó al Norte adquiriendo una violencia de la cual dará una idea el párrafo siguiente de la Memoria del almirante La Roncière Le Noury: «El dique, que desde su terminacion no habia pasado por semejante prueba, no sufrió ningun desperfecto de consideracion. La obra de M. Reibell

---

(1) «La hipótesis y las conclusiones que de ella deduce M. Andrau, dice M. Roux en su *Guia de los huracanes*, me inspiran tanta mayor confianza cuanto que, por una casualidad, he podido observar y comprobar la marcha de un ciclon en el aire, cinco horas ántes de que empezase en el mar. Me refiero al que las escuadras aliadas sufrieron cuando la guerra de Crimea, en el fondeadero del Katcha, en el mar Negro, el 14 de noviembre de 1854 y que ocasionó tan grandes desastres en tierra y en mar.»

M. Faye, en el estudio que ha publicado *sobre la ley de las tempestades*, no admite la posibilidad de semejante inclinacion del eje de rotacion de los ciclones. «La teoría mecánica de estos movimientos, dice, no se aviene con esta hipótesis. Las corrientes superiores son como nuestros rios; corren por lechos poco inclinados con relacion á las superficies de nivel; los remolinos que sin cesar se forman y reforman en ellos, siguiendo el hilo de la corriente, tendrán por lo mismo su eje siempre vertical. Además, una inclinacion notable del eje, dado caso que fuera admisible, daria á esas rotaciones un carácter tumultuoso.»

está definitivamente juzgada y constituye uno de los trabajos más sólidos y hermosos de los tiempos modernos. Algunas piedras de 2,000 á 3,000 kilógramos, que forman el exterior de la escollera sobre la cual descansa, fueron lanzadas por las olas desde el exterior de la línea por encima del parapeto, quedándose algunas en el parapeto mismo; por consiguiente, el agua las levantó á una altura vertical de ocho metros. No es posible formarse una idea de la pujanza que habian adquirido las olas por efecto de la presion del viento. Al estrellarse contra el dique se elevaban á una altura tres veces igual á la del fuerte principal, que tiene 20 metros de alto; arrastradas luégo horizontalmente por el viento, caian reducidas á polvo á gran distancia, inundando los buques que habian acudido á ponerse al abrigo del dique.»

Creemos que bastan los ejemplos que acabamos de citar para demostrar lo que son las tempestades en su aspecto general y en sus efectos; pero ahora conviene insistir en los caracteres particulares que forman de esas grandes perturbaciones atmosféricas una categoría puramente especial de fenómenos, y justifican el nombre especial de ciclones con el cual se los clasifica ahora á todos, ya se trate de las tempestades y borrascas del Atlántico, ó de los tifones de la China y del Japon ó de los huracanes del Océano Indico.

III

LOS CICLONES: SINTOMAS PRECURSORES.—LA PRÉSION EN EL INTERIOR DE UN CICLON.—CALMA CENTRAL Y ROTACION DE LOS VIENTOS

Con frecuencia se conoce con muchos dias de anticipacion la inminencia de un huracan. Tres clases de signos precursores anuncian su próxima llegada: el aspecto del cielo, el estado del mar y sobre todo los movimientos del termómetro y del barómetro. De dia, la aparicion de bandas de cirrus, de esas nubes sueltas á las cuales dan los marinos el nombre de *colas* ó *barbas de gato;* á la salida ó al ocaso del sol, coloraciones muy vivas, de un matiz rojo-anaranjado ó de heces de vino; poco ántes de estallar el huracan, el horizonte cargado de verdaderas acumulaciones de nubes oscuras, cuyos bordes superiores reflejan una tinta cobriza: y de noche, el centelleo de las estrellas más vivo que de costumbre. A veces surcan el cielo no interrumpidos relámpagos, con la apariencia particular que les hace semejarse á los fogonazos de disparos de artillería. Tambien conocen los marinos en alta mar la existencia ó la proximidad de un ciclon por ese estado del mar en que las olas no tienen direccion determinada y al cual llaman *mar agitada.* «Las olas, dice M. Roux en su *Guía de los huracanes,* parecen llegar de tres ó cuatro puntos diferentes; pero á intervalos se distingue una que es particularmente densa, combada, casi cilíndrica, y mucho más voluminosa que las otras. La prontitud con que estas olas aparecen, y la dureza de sus embates contra la proa, la popa ó los costados del buque en tiempo nublado ó de brisas leves, son otros tantos indicios que deben inducir al capitan á ponerse en guardia, porque denotan la inminencia de un ciclon. En fin, al acercarse uno de estos huracanes, se percibe un ruido particular, áun estando el tiempo sereno, ruido que los ingleses designan con el nombre de *llamamiento del mar.* Hay momentos en que este ruido se parece al que se oye en las casas viejas de Europa, en las noches de invierno.»

Además, segun los parajes, estos síntomas precursores deducidos del aspecto del cielo ó del mar, adquieren caracteres particulares. Tomemos tambien la descripcion de estos fenómenos de los relatos de testigos oculares. Hé aquí cómo describe M. Dabry de Tiersaint, cónsul de Francia en Macao, la llegada del tifon que asoló esta ciudad el 22 de setiembre de 1874:

«A las cinco de la tarde, un cañonazo disparado por órden del capitan del puerto anunció la proximidad del huracan. El viento soplaba entónces del Nordeste; su intensidad era todavía muy escasa, y áun de vez en cuando no soplaba, reinando una calma completa; el aspecto del cielo era amenazador al Este; sobre un fondo cobrizo se destacaban grandes placas negruzcas en forma de elipse; al Oeste, el color era ceniciento con rayas encarnadas como de sangre; al Sur, el horizonte parecia de plomo y en ciertas partes de pizarra, miéntras que al Norte no se veia una sola nube, sino un azul purísimo que parecia decir á todo el mun-

do: Tranquilizaos, la tempestad tardará aún en llegar. El mar estaba terso como un lago; apénas si de vez en cuando rizaba una leve brisa la superficie del agua, cuyo color, al ponerse el sol, pasó del azul al verde, luégo al rosa y por último al escarlata. Era un espectáculo tan curioso como aterrador. A las seis refrescó el viento. Todos los juncos que estaban en la rada se refugiaron en el puerto inferior; á las ocho empezó á llover, y las ráfagas fueron cada vez más violentas. No era posible dudar de la proximidad del tifon. De ocho á doce de la noche, el viento, siempre del Norte, aumentó progresivamente, hasta que de pronto roló al Este. Desde este momento hasta las cuatro y media de la mañana, lo que pasó casi no puede expresarse.»

En el golfo de Bengala y en el mar Arábigo, una atmósfera pesada cargada de electricidad, el termómetro y el barómetro por encima de su promedio normal, alza seguida muy pronto de una baja más ó ménos lenta, segun la rapidez del movimiento de traslacion del ciclon, son otros tantos síntomas precursores que preceden tres ó cuatro dias á su llegada. La víspera el sol se pone entre celajes de color de sangre que muy en breve extienden sus púrpureas tintas por todo el espacio: luégo aparece en el horizonte una ancha franja negra que sube rápidamente y cubre todo el cielo. El descenso repentino de uno ó dos milímetros en la columna barométrica anuncia la entrada del meteoro en escena. En la parte austral del Océano Indico, cuyos ciclones ha estudiado con tanto cuidado M. Bridet, este meteorologista indica como invariable la llegada de los cirrus que se trasforman en cirro-cumulus (cielo aborregado), seguidos, veinticuatro ó treinta y seis horas ántes de las primeras ráfagas, de espesas capas de cumulus. A menudo el mar se pone muy proceloso dos ó tres dias ántes de la llegada del ciclon, y sus grandes oleadas hacen presentir la direccion de que procederá el meteoro.

Pero de todos los síntomas que pueden hacer presagiar la llegada de un huracan, el que da más certidumbre es la observacion de las oscilaciones barométricas. La marcha de la columna de mercurio que mide la presion de la atmósfera ántes de la llegada del meteoro y miéntras dura su paso, es, junto con las variaciones correspondientes de la intensidad y de la direccion del viento, la señal ménos equívoca, el carácter mejor definido de la naturaleza de la perturbacion.

Del estudio comparado de un gran número de ciclones resulta que la baja del barómetro puede sobrevenir tres dias ántes de la llegada del huracan, baja á la verdad muy débil pues tan sólo es de $0^{mm},8$ á 1 milímetro. En tal momento el meteoro puede estar todavía á 1,000 kilómetros de distancia. 48 horas ántes de su llegada, el descenso se acentúa ($1^{mm},5$); y la víspera es aún mayor, pudiendo llegar á 5 milímetros. Síguese de aquí que si la altura barométrica es primeramente de 760 milímetros, 72 horas ántes de las rachas no será más que de 759; 48 horas ántes, el barómetro marcará de 758 á 757,5; en las 24 horas que precederán al huracan, de 755,5 á 753; y finalmente en el momento de su mayor impetuosidad, 751 ó 750. Al fijar M. Roux estas cifras, hace observar que sólo se refieren al caso en que el ciclon avance directamente hácia el observador, suponiéndose además que éste permanezca en el mismo sitio. Si es un buque en marcha, la baja puede ser más rápida ó más lenta, segun que el barco se acerque al encuentro del meteoro ó que se aleje de él. Para un vapor de gran velocidad que marche sobre el huracan y en sentido contrario al de su movimiento de traslacion, la sucesion de los movimientos del barómetro se efectuará en un tiempo tres veces menor; los primeros síntomas precursores se percibirán á lo sumo 24 horas ántes, en concepto de M. Bridet, que segun acabamos de decir, ha hecho un estudio preferente de los ciclones del Océano Indico austral; un buque que se encuentre en la trayectoria del huracan debe considerarse á 24 horas de distancia del centro si la baja barométrica es de $0^{mm},3$ por hora; á 18 horas de distancia si llega á $0^{mm}, 6$; á 12, si á 1 milímetro; á 9, si á $1^{mm},5$; á 6, si á 2; y á 3 si la baja es de 3 milímetros. En la proximidad del centro, puede llegar á 4 y 5 milímetros y áun pasar de ellos.

La intensidad y la direccion del viento están en relacion con las variaciones de presion. Cuanto más cerca del centro del ciclon, más crece la fuerza del viento, siguiendo la misma

progresion que la del aumento del gradiente barométrico; por tanto las partes interiores del torbellino son aquellas en que el huracan se desencadena con mayor impetuosidad; sin embargo, este aumento tiene un límite interior, pues cada ciclon presenta la particularidad de tener un espacio central en el que reina la calma, en el que súbitamente queda anulada la velocidad del viento. En este punto, caracterizado por el minimum de presion barométrica, es donde se observa con frecuencia una especie de desgarro de las nubes, un claro por el cual se ve el azul del cielo, el sol y las estrellas y

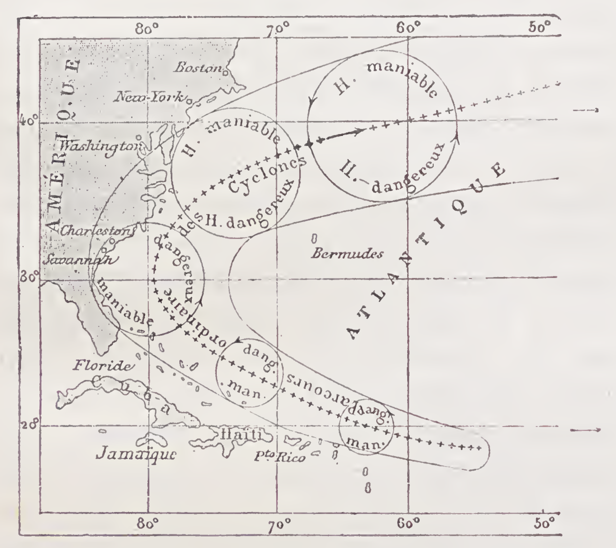


Fig. 210.—Trayectoria de un ciclon en el hemisferio boreal

que los marinos llaman *el ojo de la tempestad.* En cuanto á su direccion, ya hemos dicho que varía alrededor del centro, coincidiendo casi con la direccion de las isobaras, y por consiguiente es casi perpendicular á la direccion de los gradientes. Marcando con flechas la direccion en que sopla el viento alrededor del centro de un ciclon, á diferentes distancias de este centro, se reconoce que las masas de aire que arrastra se mueven, ora circularmente como lo cree la mayor parte de los meteorologistas y de los marinos que las han observado, ora describiendo trayectorias espirales que convergen hácia el centro, conforme otros sostienen, en particular Mohn y Meldrum. Para conocer cuál es la direccion del viento con relacion al centro del huracan, se puede formular la regla siguiente conocida con el nombre de *ley de Buys-Ballot,* del nombre del sabio meteorologista que la enunció, y la cual es tan aplicable á los centros de depresion ordinarios como á los ciclones:

Cuando se vuelve la espalda al viento en el hemisferio boreal de la Tierra, se tiene la direccion del centro extendiendo algo adelante el brazo izquierdo; en el hemisferio austral se deberá extender el brazo derecho, tambien algo adelante.

IV

MOVIMIENTOS DE TRASLACION Y DE ROTACION DE LOS CICLONES

Vese pues que el movimiento giratorio de los ciclones es de opuesto sentido en uno ú otro hemisferio, sucediendo lo propio con su movimiento de traslacion ó direccion de sus trayectorias.

Los ciclones tienen por lo general orígen entre el ecuador y los trópicos, un poco al Norte y al Sur de la region de las calmas, y á una latitud sensiblemente igual á la declinacion del Sol. Una vez formado, el meteoro se aleja del ecuador avanzando hácia el Oeste, en seguida su trayectoria forma una curva hácia el Norte en el hemisferio boreal y hácia el Sur en el austral. Llegado al límite polar de los alisios, el torbellino sigue entónces un arco tangente al meridiano, y luégo tuerce al Este alejándose cada vez más del ecuador, hasta perderse en las altas latitudes. Su trayectoria total tiene la forma aproximada de una parábola cuyo vértice coincidiese con el límite superior de los alisios en cada hemisferio (hácia los 30° en el boreal y hácia los 26° ó 28° en el austral). Así pues, la direccion del primer brazo de su curso es, bien del Sudeste al Noroeste, ó bien del Nordeste al Sudoeste, entre los trópicos; la direccion del segundo brazo es del Sudoeste al Nordeste ó bien al contrario.

Aquí tratamos de los movimientos de traslacion de los ciclones de ambos hemisferios. Para darse cuenta de las diferencias que existen entre este caso medio é ideal y la marcha de los huracanes, realmente observados, representamos en las figs. 211 y 212 las trayectorias efectivas de los huracanes más célebres del Atlántico boreal y del Océano Indico austral. Las formas parabólicas de estas curvas y su situacion concuerdan con la ley general que acabamos de enunciar. En cambio, el movimiento de traslacion de los tifones de los mares

del extremo Oriente discrepa de dicha ley; al ménos algunos de ellos se acercan al ecuador en vez de alejarse, ó la curvatura de sus trayectorias tiene una direccion opuesta á la de los ciclones ordinarios. Elíseo Reclus cita el ejemplo del tifon que los naturalistas de la fragata austriaca *Novara* observaron los dias 18 y 19 de agosto de 1858, y cuya trayectoria, despues, de haberse inclinado al Norte de Formosa acercándose al ecuador, torció en seguida al Noroeste, es decir, en direccion opuesta al movimiento de traslacion ordinaria de los ciclones del hemisferio austral. Las anomalías que hemos observado al ocuparnos del régimen de los vientos regulares de estas regiones, se observan tambien en las perturbaciones atmosféricas que en ellas sobrevienen.

No todos los ciclones recorren grandes espacios, pues los hay que se quedan casi estacionados. «Y no son por cierto los ménos violentos, dice M. Roux. Se disipan, por decirlo así, cerca del punto en que han tenido orígen, pero despues de haber llevado á cabo su tarea destructora. El que arrasó la isla de Santhomas en 1867 es un terrible ejemplo de ello.»

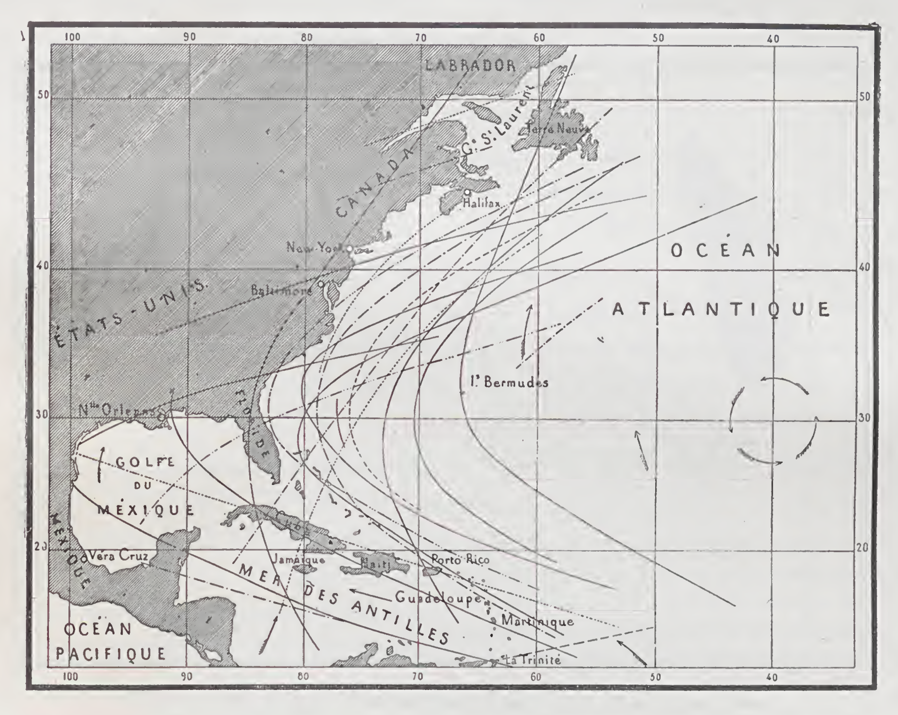


Fig. 211.—Trayectorias de los ciclones en el Océano Atlántico norte y en el mar de las Antillas

Cítanse casos en que se han formado ciclones simultáneamente á mayores ó menores distancias; ora, despues de cierto curso se han reunido para recorrer ambos una sola trayectoria; ora, en fin, los dos meteoros se han encontrado formando un ángulo bastante agudo, y confundiéndose con un ruido semejante al trueno. «En octubre de 1840, dice M. Roux, se observó en los mares de la China un caso análogo; el ángulo de incidencia de las trayectorias de los dos tifones era de unos 47°. Supónese que un buque de Madrás que llevaba á bordo 300 cipayos y que desapareció hácia aquella fecha, debió hallarse en el punto de encuentro de ambos tifones.» Piddington cita el caso de un ciclon muy violento que se dividió en otros muchos más pequeños. El mismo físico hace mencion de dos ciclones observados un dia casi en el mismo meridiano, el uno en la parte Norte del Océano Indico y el otro en la parte austral. Sus trayectorias, inclinadas á derecha é izquierda hácia la parte del Oeste, los alejaban simultáneamente del Ecuador.

La velocidad de traslacion de los ciclones es muy variable, y generalmente está en razon de la intensidad del temporal. Débil al principio, va creciendo á medida que el huracan avanza. La velocidad mínimum de los huracanes ménos fuertes parece ser de 9 kilómetros por hora, pudiendo llegar á 54 y áun pasar de ellos. Segun las observaciones de M. Bridet, la velocidad de traslacion de los ciclones del Océano Indico varía de 1 á 5 millas (1,8 á 9 kilómetros) entre

los 5° y los 10° de latitud S.; es de 5 á 10 millas (9 á 18 kilómetros) entre 15° y 20°, para ascender á 12 y 18 millas (22 á 34 kilómetros) cuando el huracan llega á las latitudes más elevadas.

Los números que acabamos de estampar se refieren al movimiento de los ciclones que atraviesan los océanos. M. Loomis ha estudiado las trayectorias de las tempestades que ocurren en la superficie del continente de la América del Norte, y de 485 casos observados en el trascurso de los años 1872, 1873 y 1874 deduce como velocidad media de traslacion la cifra de 26 millas inglesas, ó sea 42 kilómetros por hora. La orientacion media de las trayectorias de las tempestades ha sido N. 81° E., es decir la de una línea trazada de Oeste á Este, con una inclinacion de 9° al Norte. La velocidad mayor fué la de una tempestad que sobrevino el 15 de mayo de 1873, velocidad que llegó á 57,5 millas ó sea 93 kilómetros por hora; la menor fué la de la tempestad del 21 de agosto de 1874, que solo llegó á 9,5 millas ó 15,3 kilóm. por hora. Un corto número de ellos pareció casi

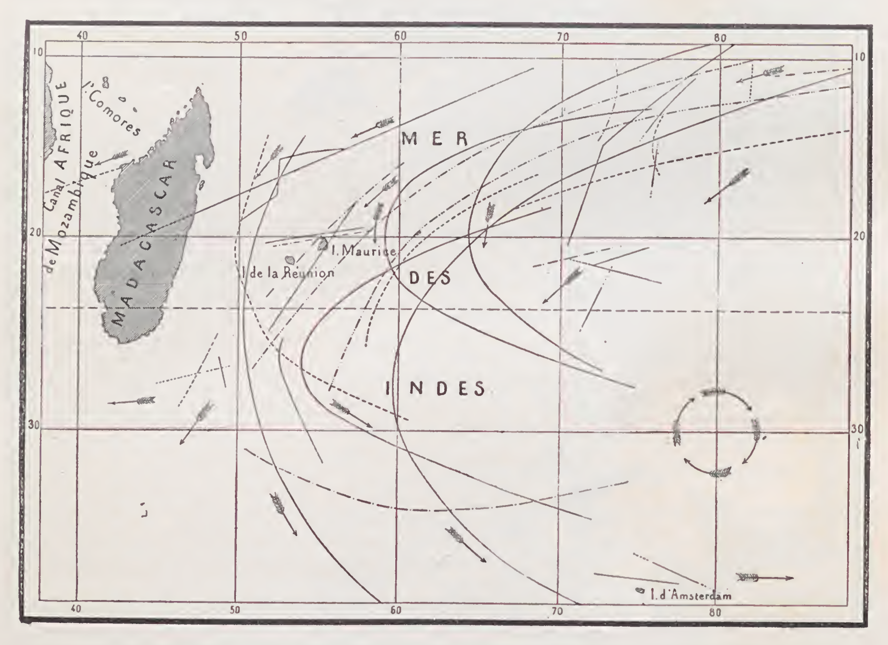


Fig. 212.—Trayectorias de los ciclones en el Océano Indico austral

estacionado todo un dia. La velocidad media de traslacion de las tempestades parece variar con las estaciones. Las observaciones de M. Loomis demuestran que es mayor en invierno, en el mes de febrero (de 32 millas ó 55 kilómetros), y menor en verano, en el mes de agosto (18,4 millas ó 29 kilómetros). La comparacion de las primeras de estas cifras con las relativas á los ciclones desencadenados en el mar tiende además á probar que la velocidad de traslacion es menor en la superficie de los océanos que en la de las tierras. Este resultado está confirmado por las observaciones de las tempestades del Océano Atlántico, que dan como velocidad media de traslacion 19,6 millas, al paso que Mohn ha deducido 27,6 millas por hora respecto de la velocidad de las tempestades en el continente europeo.

En la figura 210 se ve que el círculo que representa la extension de un ciclon en su orígen es de menor diámetro que los demás á que llega durante su curso. Y en efecto, las dimensiones del meteoro parecen ir aumentando al mismo tiempo que su velocidad y á medida que se aleja del ecuador. Miéntras el diámetro inicial varía entre 100 y 200 kilómetros, en la extremidad del segundo brazo de la parábola llega de 500 á 1,000, habiendo huracanes de intensidad excepcional en los que llega á 2,800 kilómetros, abarcando así en la esfera de su accion destructora cerca de 700 grados cuadrados de la superficie terrestre.

Volvamos al movimiento de rotacion del torbellino, á la velocidad y á la fuerza del viento á diferentes distancias del centro. Hemos visto que esta va creciendo desde el límite exterior hasta la calma central. En este último punto, ó un poco ántes de llegar á él, la violencia del

huracan está en su máximum; el viento puede tener allí una velocidad de 230 á 280 kilómetros por hora ó sea de 65 á 75 metros por segundo. «Si se supone un ciclon de 300 millas de diámetro en marcha, dice M. Roux, todo punto alcanzado por él en primer lugar, y que se encuentre situado en la línea de traslacion del centro, sentirá al principio tan sólo débiles brisas que no tardarán en refrescar. A 150 millas del centro soplará gran brisa, y las ráfagas parecerán pesadas á intervalos; es casi el golpe de viento. A 100 millas la fuerza del viento obligará al capitan de un barco á tomar rizos. De 50 á 80 millas, el huracan soplará con toda su furia, y en tal momento un buque debe navegar á palo seco. Por último, en la calma central que ocupa un radio de 5 á 20 millas, la calma es tan completa, que se la puede comparar á la muerte despues de horribles convulsiones.»

Cuando se considera el sentido del movimiento de rotacion en los ciclones, se ve que en el hemisferio boreal es contrario al de las agujas de un reloj, esto es, se efectúa de derecha á izquierda; en el hemisferio austral su sentido es opuesto, de izquierda á derecha, ó como el de las agujas de un reloj (1). De aquí se deduce fácilmente una regla para conocer en qué rumbo sopla el viento alrededor del centro del torbellino. Partiendo del punto más oriental de una de las circunferencias concéntricas y siguiendo el movimiento de rotacion, es decir, yendo al Oeste por el Norte y volviendo al Este por el Sur, se encuentran los vientos de los diferentes rumbos por el órden siguiente: Sur, Sudeste, Este, Nordeste, Norte; luégo Noroeste, Oeste, Sudoeste y Sur. Para un ciclon austral, y partiendo siempre de la misma hipótesis, la sucesion de los vientos seria al contrario: Norte, Nordeste, Este, Sudeste y Sur; y luégo Sudoeste, Oeste, Noroeste y Norte.

Los marinos tienen más interés en considerar el ciclon como si estuviese dividido en dos mitades, no ya, segun acabamos de hacerlo, con relacion á la direccion de los meridianos y de los círculos de latitud, sino con relacion á la trayectoria del centro. Efectivamente, en este caso la velocidad de rotacion y la de traslacion se combinan en la mitad interior, es decir, en la situada hácia la parte de la concavidad de la curva, de modo que se agregan una á otra; la resultante propende á acercar las moléculas de aire arrebatadas á la línea recorrida por el centro, y esto es lo que se llama *semicírculo peligroso* del ciclon. Por el contrario, en la otra mitad, la velocidad de rotacion y la de traslacion se destruyen en parte y la resultante propende á despedir las masas de aire y los objetos que estas encuentran fuera de la línea recorrida por el ciclon, ó sea fuera del movimiento atorbellinado: tal es el *semicírculo manejable* (2).

Es posible conocer la diferencia que caracteriza las dos mitades del ciclon, tomando el promedio de las velocidades de traslacion, promedio que se puede calcular en 40 kilómetros por hora, y añadiéndolo á la velocidad media de rotacion, ó sea 130 kilómetros. El cálculo dará 170 kilómetros por hora ó 47 metros por segundo para la velocidad total de un punto tomado en medio del radio del semicírculo peli-

(1) Comparando estos movimientos de rotacion con el de nuestro globo, pudiera decirse que el de los ciclones del hemisferio Norte es *directo*, y el de los del hemisferio Sur *inverso*. Lo contrario suceceria respecto de los movimientos de traslacion.

(2) De las leyes del doble movimiento de los ciclones se han deducido reglas precisas para la maniobra que debe ejecutar un barco que encuentra un ciclon ó que se ve envuelto en él. Hé aquí un resúmen de las reglas indicadas por dos personas competentes, los señores Zurcher y Margollé, tenientes de navío de la armada francesa:

«Estas reglas, dicen, dependen de la posicion que ocupe el buque en el campo del temporal.

»Si, por ejemplo, navega por el hemisferio Norte, y la observacion de los vientos le ha demostrado que se encuentra en el semicírculo peligroso, deberá orientarse de modo que reciba el viento por la derecha ó por estribor. Las ventajas de esta maniobra consisten en presentar constantemente la proa á las olas, y al mismo tiempo que la corriente se lleve el barco fuera de la tempestad. Si, por el contrario, se recibiese el viento por la izquierda, el derrotero haria entrar al barco en el torbellino, y siguiendo las variaciones del viento, se recibirian las olas por la popa, circunstancia que expone á sufrir grandes averías.

»En el semicírculo manejable es preciso huir viento en popa, miéntras se pueda sostener esta marcha. Si hay que navegar de través, conviene presentar siempre la izquierda (babor) al viento, para tomar el mar por avante; mas tan luégo como disminuya la violencia de las olas, habrá que efectuar una maniobra que aleje al buque del centro, hácia el cual lo arrastra la corriente miéntras recibe el viento por babor

»Las reglas dadas con respecto al hemisferio Norte se observarán á la inversa en el hemisferio Sur. Hay una maniobra contra la cual conviene estar muy apercibido: la que consistiria en navegar siempre viento en popa y circular así muchas veces por el interior del torbellino avanzando con él y sin conseguir desprenderse de sus embates. Esto fué lo que le sucedió al bergantin inglés *Charles Eddle*, cerca de la isla Mauricio. El radio del círculo que describió era de unas 40 millas, y de este modo recorrió un camino de 1,300 miéntras que el verdadero derrotero no pasaba de 300.» (*Trombas y ciclones.*)

Estas reglas suponen que el movimiento giratorio de los ciclones es circular. Pero si fuese en espiral, como MM. Mohn y Meldrun suponen, habria que modificarlas.

groso. Sacando por el contrario la diferencia de los dos mismos números, se tendrá 90 kilómetros, ó 25 metros por segundo, para la de un punto tomado en medio del radio del semicírculo manejable, cifra que no llega á la mitad.

Por lo general, la velocidad de rotacion va disminuyendo á medida que el torbellino se aleja del ecuador, sucediendo lo contrario con el movimiento de traslacion, más lento entre los trópicos que en las latitudes de la zona templada. Pero como el movimiento giratorio es con mucho el más violento, compréndese que los ciclones de las Antillas ó del Océano Indico sean tan terriblemente destructores, al paso que los temporales de nuestros climas rara vez son peligrosos, á pesar, ó mejor dicho, á causa de la rapidez con que van de un punto á otro.

Si el movimiento de rotacion fuese perfectamente circular, la direccion del viento en cada punto del interior de un ciclon seria perpendicular á la del centro. Entónces deberia representarse este movimiento con flechas tangentes

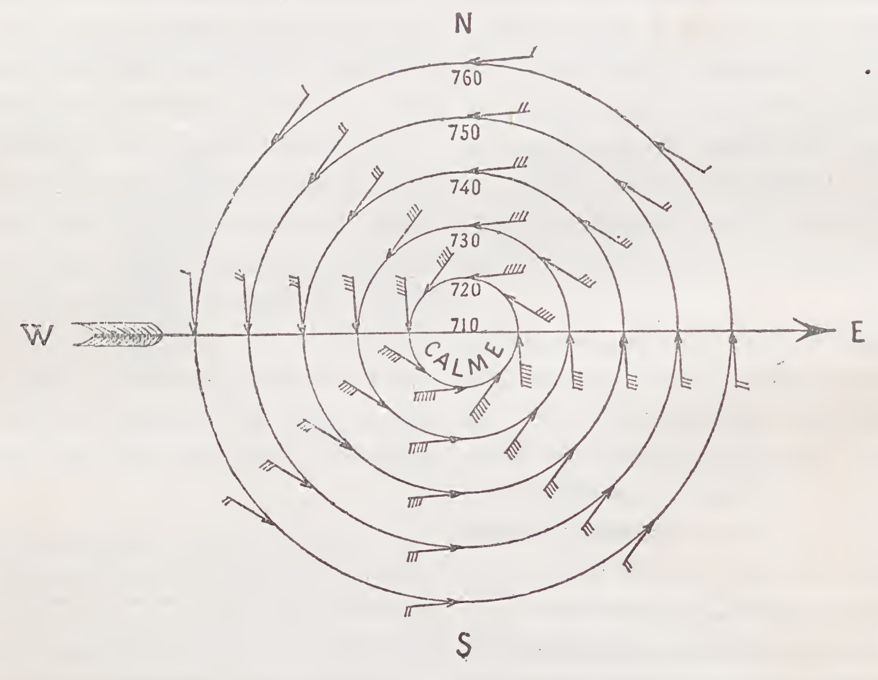


Fig. 213.—Direccion é intensidad de los vientos en el interior de un ciclon

á los círculos concéntricos que figurarian las isobaras. En realidad, estas flechas cortan los círculos ciclónicos formando con ellos un ángulo que, segun Redfield, puede variar de 5° á 10°, y en ciertos grandes ciclones llega hasta á un cuarto de ángulo recto. Piddington opina que la oblicuidad puede ser hasta de 33°. De todos modos demuestra que el aire, aunque arrastrado por la rotacion, presenta cierta tendencia á desviarse hácia el centro lo cual se explica por la depresion barométrica y por la necesidad de llenar el vacío que de ella resulta. De lo que acabamos de decir se sigue que todo ciclon se puede representar en cualquiera de sus posiciones con una serie de círculos concéntricos que figuran las isobaras de la region invadida por él, y los vientos que soplan en las zonas ciclónicas con flechas que corten las isobaras bajo cierto ángulo. En un mismo sector, las flechas indican vientos tanto más fuertes cuanto más próximos estén al circulito interior que figura la calma central. Por último, estos vientos son asimismo más intensos en el semicírculo situado á la derecha de la trayectoria del ciclon que en la mitad situada á la izquierda de la misma línea y de los cuales el primero representa el borde peligroso y el segundo el borde manejable.

Veamos ahora cuál será la sucesion de los vientos que soplarán en un lugar atravesado por un ciclon. Supongamos que se trate de un punto situado en el hemisferio Norte, y en la parte del trayecto que marcha de Oeste á Este, es decir en la segunda mitad de la parábola descrita por el meteoro. Pueden ocurrir tres casos, segun que el lugar considerado esté en la trayectoria del centro, al Norte de esta línea ó por el contrario, al Sur. En el primer caso

durante todo el tiempo que el ciclon invierta en recorrer una distancia igual á su mitad anterior, los vientos soplarán constantemente del Sur, aumentando en violencia para detenerse bruscamente en el momento de la calma central. Franqueado este espacio, sobrevendrá un brusco salto de Sur á Norte, de cuya direccion continuará soplando el viento hasta el fin de la tempestad. Si el ciclon llega al punto considerado por su mitad boreal (semicírculo manejable), los primeros vientos que se noten serán los del Sur; despues saltarán al Sudeste, para soplar del Este casi en el momento en que se esté á la menor distancia del centro; desde aquí, la direccion del viento pasará al Nordeste y luégo al Norte. Es fácil darse cuenta de esta sucesion de los vientos del Sur al Norte por el lado Este, si se supone que, estando el ciclon inmóvil, el lugar A (fig. 214) se desvia en sentido contrario, en una línea AA′ A″ paralela á la trayectoria del centro. Así tambien, si el lugar B está recorrido por el huracan en su mitad meridional (semicírculo peligroso), es fácil ver que el viento, soplando primeramente del Sur, llegará tambien á la direccion Norte, pero pasando por los rumbos opuestos de la rosa, es decir, por el Sudoeste, el Oeste y el Noroeste.

Si, sin separarse del hemisferio boreal, se quisiera averiguar cuál es la sucesion de los vientos que se observan cuando el ciclon recorre el primer brazo de su parábola, orientado de Este á Oeste, es evidente que su direccion variará de Norte á Sur, ya por el Este ó ya por el Oeste. Se comprenderá además así observando que, conservando el movimiento giratorio el mismo sentido, únicamente cambiará el movimiento de traslacion, lo mismo en la mitad Norte que en la mitad Sur del ciclon. Pero si se considera la intensidad, se verá que los vientos ciclónicos soplan con más fuerza en la primera mitad, puesto que esta forma el semicírculo peligroso.

Por último, el movimiento de traslacion de un ciclon boreal es notoriamente paralelo al meridiano en el vértice de la trayectoria parabólica, y dirigido de Sur á Norte. Los primeros vientos que se sienten en un lugar atravesado por el huracan son los de Este que pasan al Nordeste, al Norte, al Noroeste y al Oeste en el semicírculo manejable y por el contrario al Sudeste, al Sur, al Sudoeste y al Oeste en el semicírculo oriental ó peligroso.

No seria difícil formular la ley de sucesion de los vientos para los puntos atravesados por un ciclon del hemisferio austral partiendo de los mismos principios, esto es, del sentido conocido é invariable, ya del movimiento de rotacion ó bien del movimiento de traslacion del meteoro. Para abreviar, resumiremos cuanto acabamos de decir en el cuadro siguiente:

LEY DE SUCESION DE LOS VIENTOS PARA UN LUGAR ATRAVESADO POR UN CICLON

	I. CICLONES DEL HEMISFERIO AUSTRAL	
Trayectoria superior O ↠ E.	Mitad septentrional: Sur, SE, E, NE, Norte	Mitad meridional: Sur, SO, O, NO, Norte
Vértice de la parábola S ↠ N.	Mitad occidental: Este, NE, N, NO, Oeste	Mitad oriental: Este, SE, S, SO, Oeste
Trayectoria inferior E ↠ O.	Mitad meridional: Norte, NE, E, SE, Sur	Mitad septentrional: Norte, NO, O, SO, Sur
	II. CICLONES DEL HEMISFERIO BOREAL	
Trayectoria superior E ↠ O.	Mitad septentrional: Sur, SO, O, NO, Norte	Mitad meridional: Sur, SE, E, NE, Norte
Vértice de la parábola N ↠ S.	Mitad occidental: Oeste, SO, S, SE, Este	Mitad oriental: Oeste, NO, N, NE, Este
Trayectoria inferior O ↞ E.	Mitad meridional: Norte, NO, O, SO, Sur	Mitad septentrional: Norte, NE, E, SE, Sur

Estudiando el régimen de los vientos dominantes en los dos hemisferios y la sucesion más frecuente de su direccion en un mismo lugar, Dove, célebre meteorologista contemporáneo, habia comprobado que en el hemisferio Norte los vientos de Sudoeste y los de Nordeste son

los que principalmente predominan, y que, cuando se pasa de uno á otro, las más de las veces la rotacion se efectua en el mismo sentido que el movimiento diurno aparente del Sol, es decir por el Este, el Sudeste, el Sur, el Sudoeste y el Oeste. En el hemisferio austral, la sucesion de Este á Oeste se efectua en sentido contrario, es decir, por el Norte. Por espacio de mucho tiempo se ha dado á esta rotacion de los vientos el nombre de *ley de Dove*, el cual explicaba dicha rotacion demostrando que la lucha de las dos corrientes dominantes engendra torbellinos, que al cambiar de lugar, dan orígen á la sucesion más frecuentemente observada (1). La ley de Dove es efectivamente cierta, pero sólo por lo que respecta á las regiones de la Europa occidental, es decir, á los paises recorridos generalmente por la mitad inferior ó meridional de los temporales y ciclones procedentes del Atlántico y que llegan á Europa por sus costas occidentales.

En realidad, no tiene la generalidad que le atribuia su autor; no siendo sino un caso particular de la ley más general que acabamos de formular y que hemos resumido en el cuadro anterior. Si en vez de tomar como ejemplo,

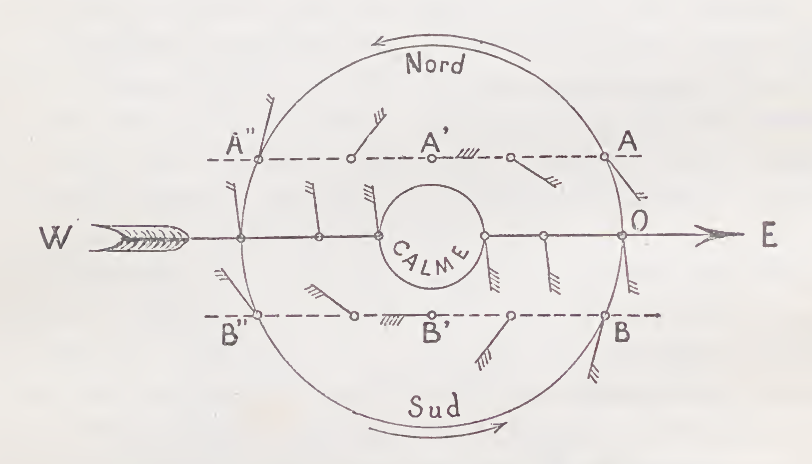


Fig. 214.—Sucesion de los vientos durante el paso de un ciclon

segun lo ha hecho Dove, un punto situado en la Europa central, en Alemania, se quisiese averiguar cuál es el orden de sucesion de los vientos para un observador situado al Norte de Europa, al Norte de las trayectorias de los centros ciclónicos, se veria par el contrario, que dicha sucesion tiene lugar de Oeste á Este, pasando por el Sur, en oposicion al movimiento del Sol.

Antes de abordar la cuestion, oscura todavía, de la teoría de los ciclones, digamos algo de su frecuencia relativa en diferentes mares, segun las estaciones ó los meses del año, así como de su distribucion en el Océano Atlántico en longitud y en latitud, en vista de las observaciones consignadas en los diarios de á bordo.

El cuadro siguiente expresa el número medio de ciclones observados en los diferentes meses del año, desde los tiempos más antiguos hasta nuestros dias.

(1) Es curioso observar que la explicacion de Dove, á pesar de estar basada en la existencia de torbellinos, y sin dejar de dar cuenta de los hechos, necesita para la traslacion de estos torbellinos un movimiento precisamente opuesto al de los ciclones de la zona templada en nuestro hemisferio.

El sabio meteorologista aleman supone la existencia simultánea de las dos corrientes dominantes, una de Sudoeste, al occidente de Europa y otra de Nordeste al Este de la primera. En la region intermedia, á lo largo de la línea en que estas corrientes se encuentran, sobreviene por su reaccion mutua un movimiento giratorio, y entónces el sentido de la rotacion es el de las agujas de un reloj, es decir opuesto al movimiento de rotacion de los ciclones de nuestro hemisferio. Para que se efectúe la sucesion de los vientos en un lugar dado en el sentido en que la observacion muestra que es más frecuente, es pues menester que la desviacion del torbellino así formado se efectúe de Este á Oeste. Y en efecto, Dove admite esta hipótesis: en la lucha de las dos corrientes dominantes, debe extenderse la del Norte, puesto que el aire, dice, ha de volver necesariamente de los polos al ecuador; esta extension tiene efecto hácia el Oeste, y el límite de las dos corrientes en donde se forma el torbellino, cambia de lugar en el mismo sentido. Así pues, en su concepto, el observador debe ver que el viento salta poco á poco del Sudoeste al Oeste, al Noroeste, al Norte, y por fin al Nordeste. Cuando el viento del Sudoeste vuelve á predominar, llega por las regiones superiores, miéntras que en la superficie de la tierra persisten aún los vientos de Nordeste y de Este. Baja por fin, y durante estos pasos ocurren saltos de viento á todos los puntos del horizonte, pudiendo suceder que la rotacion de los vientos sea en direccion contraria al movimiento del Sol. Por este breve resúmen de una teoría ingeniosa se ve que lo que queda de la ley de Dove es el hecho en sí; pero ya no es más que un caso particular de una ley general, deducida á su vez de la ley, perfectamente comprobada, de los movimientos de rotacion y traslacion de los temporales en los dos hemisferios.

REGIONES MARITIMAS	MESES DEL AÑO											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1: Antillas y Atlántico norte.	5	8	12	6	5	10	42	98	81	75	17	7
2. Mares de China.	0	0	0	0	1	2	6	7	20	11	6	0
3. Bombay y golfo de Bengala. . . .	2	1	2	6	15	5	4	6	8	19	16	8
4. Océano Indico austral.	10	15	11	8	5	1	0	0	1	1	4	4

En el Océano Atlántico, de 366 ciclones, 323, es decir casi los 9 décimos, corresponden á los cinco meses de junio á noviembre; en los siete meses restantes sólo se cuentan 43. Agosto es la época del máximum principal, enero y mayo los meses en que se observan dos mínima, y en marzo un máximum secundario. Los mares de China presentan poco más ó ménos las mismas variaciones y en las mismas fechas en el número de los tifones. En la parte del Océano Indico situada al Norte del ecuador, las épocas de mayor frecuencia de los huracanes son mayo y octubre; febrero y julio presentan dos mínima. Por último, en el Océano Indico austral los ciclones son más frecuentes de noviembre á mayo, y más raros de junio á octubre; segun debia esperarse, la distribucion es enteramente opuesta á la del Atlántico norte, si sólo se consideran las fechas; pero es semejante si se refieren los números á las estaciones mismas. Reuniendo todas las cifras que se refieren á cada hemisferio, se tiene:

		Número de ciclones
Hemisferio boreal. .	de mayo á noviembre.. . .	454
	de diciembre á abril. . . .	48
Hemisferio austral.	de junio á octubre.	3
	de noviembre á mayo.. . .	66

De 502 ciclones del hemisferio Norte, 454 han ocurrido en los siete meses de mayo á noviembre, y apénas la décima parte en los otros cinco meses; de 69 ciclones del hemisferio austral, en los siete meses de noviembre á mayo figuran 66, es decir 63 más que en los cinco de junio á octubre. Así pues, las estaciones influyen en el número de las tempestades lo mismo al Sur que al Norte del ecuador, aunque esta influencia parece más marcada en el hemisferio austral.

Segun las investigaciones de Loomis sobre las oscilaciones medias mensuales del barómetro en nuestro hemisferio tanto en invierno como en verano, estas oscilaciones van creciendo á medida que se avanza hácia los 60° de latitud Norte. ¿Dependerá este aumento, como opina Loomis, del efecto de las tempestades que aumentan en número á medida que la distancia al ecuador es mayor? Por lo que respecta al Atlántico norte, parece confirmar este resultado el exámen de la carta de las tempestades de esta parte del Océano trazada por Maury y en la cual se indica la proporcion de los temporales sobre 100 observaciones, en cada cuadrado de 5° de longitud y latitud. Hé aquí el resúmen (1):

Latitudes	NÚMERO TOTAL de observaciones	NÚMERO TOTAL de temporales	Número total de temporales por 100 observaciones
de 0° á 5°	6436	0	0,0
5° — 10°	6476	0	0,0
10° — 15°	4520	36	0,8
15° — 20°	4489	46	1,0
20° — 25°	5183	100	1,9
25° — 30°	9528	303	3,2
30° — 35°	11418	875	7,7
35° — 40°	15354	2009	13,0
40° — 45°	19034	1997	10,5
45° — 50°	13074	1836	14,0
50° — 55°	6292	1084	17,2
55° — 60°	1350	135	26,5

Como se ve, la ley del aumento de las tempestades con la latitud está bien marcada. Sin

(1) Maury da, por cada cuadrado, el número de observaciones, el de los temporales, y la proporcion del segundo número con el primero. La comparacion de estas cifras hace ver el aumento en la frecuencia de los temporales con la latitud en cada meridiano. Totalizando, como lo hacemos en este cuadro, los números comprendidos entre dos paralelos distantes cinco grados entre sí, se verifica la exactitud de la ley para el conjunto de las regiones del Atlántico en que se han reunido las observaciones.

embargo, entre los 40° y 45° hay cierta aminoracion.

V

TEORÍA DE LOS CICLONES

Si al empezar un artículo es fácil escribir el título con que encabezamos este, dista mucho de serlo tanto, dado el estado actual de la ciencia, el cumplir la promesa que contiene y exponer satisfactoriamente la teoría de los ciclones.

En virtud de lo que precede, es permitido decir que casi se conocen las leyes de su doble movimiento; pero lo que se necesitaria es saber su causa ó causas físicas ó meteorológicas, y demostrar de qué modo explican todas las particularidades reveladas por la observacion. Ahora veremos que se han hecho muchas hipótesis acerca de ella; pero ¿cómo es posible apreciar el valor respectivo de las diferentes teorías propuestas, cuando á decir verdad, los meteorologistas no están acordes todavía acerca de los hechos mismos, cuando los sabios están discordes sobre una cuestion fundamental, cual es la de si los ciclones son remolinos semejantes á los que se ven en los rios ó análogos á las trombas, y si su movimiento giratorio es ascendente ó descendente, ó bien una combinacion de estos dos modos de rotacion? Segun que se adopte una ú otra de las soluciones de esta cuestion, la teoría física ó mecánica de los ciclones no puede ménos de presentarse bajo dos aspectos totalmente distintos. Antes de exponer las diferentes hipótesis hoy más en boga, enumeraremos sucintamente las condiciones que deberán reunir para ser definitivamente admitidas.

Toda teoría racional de los ciclones deberá explicar su orígen, indicar la causa física ó mecánica del nacimiento del movimiento rotatorio, y por qué este movimiento es constante á cada lado del ecuador y opuesto en ambos hemisferios. El ciclon, una vez formado, va pasando de un punto á otro; por tanto, la teoría deberá demostrar cuál es la causa de este movimiento de traslacion, de su direccion inicial hácia el Oeste, y luégo, á partir del límite de los alisios, del retroceso que experimenta miéntras continúa alejándose del ecuador, y de su marcha hácia el Este de la tierra. ¿Por qué la velocidad del movimiento de progresion ó avance, lenta al principio, va aumentando más y más, miéntras que la del movimiento de rotacion, muy rápida en su orígen, va disminuyendo, y por qué la extension diametral ó la esfera de accion del torbellino va creciendo siempre? En fin, ¿de dónde saca el meteoro la fuerza prodigiosa que alimenta sus dos movimientos de progresion y de rotacion, y que, en su inmenso curso por la superficie del globo, le permite allanar los obstáculos con que tropieza y llevar á cabo su obra de destruccion en la tierra y en las aguas?

Hoy se hallan en competencia dos teorías principales que, sin pretender explicar todos los fenómenos observados, al ménos en la mente de sus autores y defensores, dan suficiente cuenta de algunos de ellos. La primera, que es la más antigua, es tambien la más generalmente adoptada: la de la *aspiracion* ó de las corrientes ascendentes, formulada primero por el meteorologista americano Espy, y patrocinada por físicos tales como Peslin en Francia, Reye, Hildebrand Hildebrandsson, Mohn, Buchan, y Loomis en otros países. La segunda teoría, totalmente opuesta á la anterior, considera los ciclones, tornados, trombas y remolinos de las corrientes de agua como fenómenos de un mismo género; consistiendo todos ellos en movimientos engendrados por las diferencias de velocidad que tienen dos corrientes gaseosas ó líquidas al moverse una junto á otra, y cuyas moléculas describen de arriba abajo las espiras de una hélice ligeramente cónica alrededor de un eje vertical, formando así por su conjunto un remolino descendente. Marié-Davy y Tastes en Francia y Diamilla-Muller en el extranjero, han adoptado esta segunda teoría, desarrollada y mantenida principalmente por Faye.

Entremos en algunos detalles acerca de cada una de ambas teorías.

Segun un trabajo de Babinet escrito en 1841 sobre la teoría de la aspiracion, hé aquí de qué modo explicaba Espy por entónces la formacion de las corrientes ascendentes que son la base de dicha teoría: «Si una capa muy extensa de aire caliente y húmedo en reposo cubre la superficie de una region de la tierra ó del mar, y por una causa cualquiera, por ejemplo, una densidad local menor, se produce una corriente ascendente en esta masa de aire húmedo, la

fuerza ascensional, en lugar de disminuir por efecto de la elevacion de la columna levantada, aumentará con la altura de la columna, del mismo modo que si se elevara una corriente de hidrógeno al través del aire ordinario y cuya corriente fuese impelida hácia la parte superior de la atmósfera con una fuerza y una velocidad tanto mayores cuanto mayor fuese la altura. Tambien se puede asimilar esta columna de aire caliente á la de las chimeneas y cañones de estufa, cuyo tiro es tanto más enérgico cuanto más altos son los tubos que contienen el aire caliente. ¿Cuál es pues la causa que hace que la corriente ascendente cálida y húmeda sea siempre más ligera en cada una de sus partes que el aire que se halla á la misma altura que esas diversas porciones de la columna ascendente? Segun los cálculos bastante exactos de Espy, esta causa es la temperatura, constantemente más elevada, que conserva la columna ascendente, temperatura que procede del calor suministrado por la precipitacion parcial del vapor mezclado con el aire y que hace de esta columna ascendente una verdadera columna de aire cálido, es decir, de gas más ligero; porque el peso del agua que pasa al estado líquido dista mucho de compensar el exceso de ligereza que dimana de la temperatura más alta que conserva este aire. Así pues, cuanto más alta sea la columna, más considerable será su fuerza de ascension y con mayor energía se engendrará la aspiracion del aire circundante.... Los cálculos de Espy demuestran sin la menor incertidumbre que volviendo á adquirir la columna de aire, á causa del vapor que se precipita, una parte del calor que le hace perder su expansion, continuará siempre más caliente que el aire que se encuentra á la misma altura que cada una de sus partes.»

Demostrada así la posibilidad de la corriente ascendente, sus consecuencias inmediatas son, en primer lugar, una depresion barométrica central; luégo el aflujo del aire circundante, que produce vientos cuya direccion será convergente hácia el centro, sin las desviaciones que proceden, así del movimiento de rotacion de la Tierra como de la fuerza centrífuga. En virtud de las observaciones de los tornados americanos, Espy admitia que la convergencia de los vientos era casi normal á un círculo que tuviese por centro el lugar en que se habia producido la depresion; pero estaba discorde acerca de este punto con el coronel Capper, con Redfield y Reid, y con muchos observadores más recientes, todos los cuales creen que esta direccion es tangente á los círculos que forman los límites exteriores del tornado, ó por lo ménos que sólo forman con ellos ángulos muy pequeños.

Resta explicar los movimientos de rotacion y de traslacion del meteoro. Segun la teoría de Espy, la marcha progresiva del ciclon puede atribuirse á un viento ordinario que, produciendo una desviacion comun á toda la atmósfera, no debe estorbar la ascension de la columna de aire húmedo. Pero como por lo regular el fenómeno tiene orígen en una region en donde reina gran calma en la superficie, el movimiento de traslacion del ciclon debe reconocer otra causa; la cual depende sin duda de las corrientes superiores en las latitudes medias, en donde se le vé dirigido al Este, al paso que en las regiones tropicales, en donde la progresion se verifica al Oeste, su movimiento es el de los alisios.

Otros partidarios de la teoría de aspiracion han modificado algun tanto esta explicacion de la marcha progresiva de las tempestades. Segun Peslin, la traslacion de un ciclon resulta de dos movimientos componentes: 1.º, del movimiento general de la atmósfera en que se desarrolla; 2.º, del movimiento propio de la tempestad en esta atmósfera. Por consiguiente, dice este meteorologista, el ciclon ó la tempestad no se desarrolla en un *medio inmóvil*, sino las más de las veces en la corriente ecuatorial, cuya velocidad es muy notable. En cuanto al movimiento propio, la teoría que explica la fuerza viva de la tempestad atribuyéndola á la diferencia de temperaturas que el aire ascendente y el aire tranquilo ambiente presentan á la misma altitud, da sencilla cuenta de él atribuyéndolo tambien á las diferencias que esta misma fuerza viva presenta en los límites ó bordes de la tempestad. En el borde alimentado por el aire caliente y húmedo del Sudoeste, la velocidad es mayor por ser menor el peso de la columna de aire ascendente que en el borde alimentado por la columna de aire del Nordeste. El centro de la tempestad se desvía ó cambia de sitio en razon

de estas desigualdades, que propenden constantemente á reproducirse alrededor de cualquiera de sus posiciones y que no deberian existir en un ciclon inmóvil.»

En concepto de Mohn, debe atribuirse el movimiento de progresion de los ciclones á la precipitacion del vapor de agua, á la lluvia, por lo comun muy copiosa, que los acompaña, sobre todo en la parte anterior de su trayecto. Si se consideran los vientos que soplan, en el hemisferio Norte por ejemplo, en la mitad anterior del torbellino, vese que llegan de regiones más meridionales, llevando consigo calor y vapor de agua. «Son, dice el citado meteorologista, los más á propósito de todos para afluir á las capas superiores. Pasan de las regiones cálidas á otras más frias y por consiguiente se enfrian á su paso por encima de la superficie terrestre, lo cual disminuye la facilidad con que absorben el vapor de agua. A consecuencia del movimiento ascendente del aire y de la dilatacion que es su resultado, estos vientos se enfrian aún más, de suerte que el vapor de agua empieza á condensarse formando nubes y á precipitarse. No bien se liquida el vapor y cae en el suelo, desaparece la tension del vapor ambiente, y tenemos así reunidas todas las condiciones que ocasionan la baja del barómetro.» Por el contrario, en la parte posterior del torbellino, los vientos llegan de regiones más septentrionales; son más frios, más secos y por tanto hacen que suba el barómetro. A consecuencia de la accion de estas dos fuerzas opuestas en las mitades anterior y posterior del torbellino, se desvia el centro de este, que es el lugar de menor presion, dirigiéndose hácia el lado en que el barómetro baja. «La marcha del mínimum barométrico en la superficie terrestre, no es pues más que un movimiento aparente; las partes de la atmósfera que forman este mínimum se renuevan sin cesar, pudiéndose comparar la marcha del torbellino á la de una oleada cuya forma está determinada por el movimiento oscilatorio de arriba á abajo de las moléculas de agua miéntras estas se encuentran respectivamente en puntos diferentes de las trayectorias que describen. El mínimum barométrico corresponde al punto más profundo ó al hueco de la ola, y el máximum barométrico, que se halla entre dos torbellinos, está figurado por la cúspide de la cresta de la ola.»

Al discutir Loomis muchas observaciones relativas al movimiento de las tempestades en la superficie del territorio de los Estados Unidos, ha estudiado la influencia que en él tiene la lluvia, y comprobado que generalmente la zona de lluvia que rodea el centro de una depresion ciclónica es más dilatada al Este, es decir, hácia el punto á donde se dirige este centro en su movimiento de traslacion. Aun cuando deduce que la lluvia no es esencial para la formacion de las zonas de baja presion, y que no es la causa principal de su formacion ni de su movimiento de progresion, opina sin embargo que «si la zona de lluvia ocupa una gran superficie de la comarca, puede ejercer marcada influencia en la medida de la depresion barométrica y en la velocidad con que marcha la tempestad, ora acelerando este movimiento, ora aminorándolo, ó bien manteniendo la tempestad casi estacionada dos ó tres dias.»

Veamos ahora cómo se explica el movimiento giratorio que es en verdad el carácter más saliente de los ciclones y al cual deben su nombre. En la teoría de la aspiracion, la corriente ascendente que engendra el meteoro, produciendo un vacío, una depresion barométrica, tiene por consecuencia necesaria un aflujo del aire circundante. De aquí resultan vientos que soplarian directamente hácia el centro, procedentes de todos los puntos del horizonte, si no viniese ninguna otra influencia á modificar esta convergencia. Pero, segun dejamos expuesto al hablar de los mínima barométricos, la influencia de la rotacion de la Tierra hace que se desvien los vientos de su direccion inicial, á la derecha en el hemisferio Norte, y á la izquierda en el Sur. La trayectoria de una molécula de aire, en lugar de ser una línea recta que vaya á parar al centro de la depresion, es una curva, de suerte que á la fuerza desviadora del radio terrestre se une la de la fuerza centrífuga desarrollada por el movimiento curvilíneo. De aquí resulta una rotacion que crece á medida que la distancia al centro es menor; y de aquí resultan tambien en el interior del meteoro esos vientos que segun la posicion del punto de observacion con relacion al centro, dan toda la vuelta á la rosa. Su afluencia cerca del centro en direcciones horizontalmente opuestas los anula y explica la calma repentina que allí se observa; lo

único que subsiste es su componente vertical, y el aire se eleva llenando el vacío de la depresion central.

Mas, al paso que unos admiten que la rotacion se efectúa en círculos concéntricos, ó en tangentes á las isobaras, y por consiguiente que el aire es arrastrado alrededor del centro, otros y entre ellos Mohn y Meldrum, no consideran el torbellino sino como una masa de aire que da vueltas. Entre otras razones en apoyo de esta opinion, Mohn aduce la siguiente: «Si el torbellino fuese una masa de aire determinada que girase alrededor de su centro como una tromba, seria muy difícil comprender cómo es que los vientos de los distintos lados del torbellino pueden producir condiciones varias de temperatura, humedad, nebulosidad y precipitacion, porque no seria posible imaginar cómo un viento que reinara en un momento dado, por ejemplo el del Norte, convirtiéndose en Sur á consecuencia de una semi-revolucion del sistema, se tornara de pronto en un viento más caliente, más húmedo, más nebuloso y más lluvioso que ántes.» Segun el mismo meteorologista, «el movimiento del aire se efectúa en un torbellino siguiendo trayectorias ó espirales que van cerrando su curva alrededor del centro y se acercan á él cada vez más. Este movimiento puede descomponerse en otros dos: el que produce el movimiento alrededor del centro y es perpendicular al gradiente, y el que, verificándose en direccion de este último, impele por consiguiente al aire, ya hácia el centro ó ya fuera del torbellino. Miéntras este se halla en accion, el segundo movimiento propende á llevar nuevas masas de aire hácia el punto en que la presion es menor por estar enrarecido el aire, lo cual tiende á hacer desaparecer este enrarecimiento. Si no hubiese alguna fuerza que la reprodujese, disminuiria poco á poco y acabaria por desaparecer. Pero si existen fuerzas que mantengan semejante estado de cosas, su accion debe consistir sin duda en la disminucion del peso del aire que afluye de todos lados, cosa que no puede producirse sino forzando al aire á elevarse por encima y alrededor del mínimum barométrico.» Segun hemos visto ántes, Mohn atribuye la causa de que subsista la presion barométrica á la precipitacion del vapor de agua que ocurre en la parte anterior del ciclon, precipitacion que explica tambien su movimiento de progresion. El exámen de las figs. 215 y 216 tomadas del *Tratado de Meteorología* del erudito sueco, acabará de hacer comprender su modo de concebir el fenómeno.

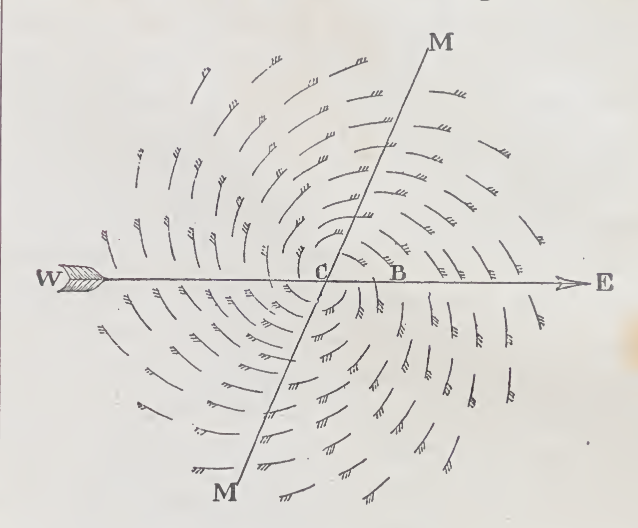


Fig. 215.—Movimiento del aire en derredor del centro de un ciclon, segun M. Mohn.

Hemos visto que la segunda teoría considera los ciclones como inmensas trombas, como remolinos gigantescos de todo punto iguales á los que se ven en los rios donde quiera que las desigualdades de velocidad entre las corrientes líquidas de la superficie engendran un movimiento de rotacion acompañado de una depresion visible en el nivel del agua. Este movimiento se propaga de arriba á abajo, alrededor de un eje vertical, arrastrando las moléculas de la superficie hasta el fondo del rio, donde se emplea su fuerza viva para excavar el suelo, despues de lo cual las moléculas que han tocado el fondo son expulsadas lateralmente fuera del remolino. Este no deja de seguir por eso la velocidad media de la corriente, conservando su eje vertical y persistiendo más ó ménos tiempo hasta que las resistencias de toda clase

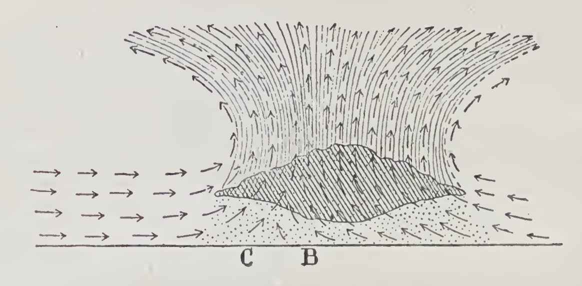


Fig. 216.—Movimiento del aire en sentido vertical, en el interior de un ciclon

con que tropieza han consumido su fuerza viva.

M. Faye, que ha sostenido esta teoría contra la de la aspiracion, asimila enteramente los movimientos giratorios de los líquidos á los que se observan en la atmósfera y que son de muy distintas dimensiones desde las trombas más pequeñas y los tornados hasta los grandes ciclones cuya descripcion ha servido de asunto para los artículos anteriores. «En los movimientos giratorios de nuestra atmósfera, tenemos pequeños y pasajeros torbellinos de algunos decímetros, trombas algo más duraderas de 10 á 200 metros, tornados de 500 á 2,400 metros; pasados estos límites la vista no puede apreciar ya las formas de la columna giratoria; entónces se las da otro nombre, pero el fondo es el mismo. Cuando son más grandes, es decir cuando su diámetro llega á 3, 4, 5 grados ó sea 300, 400, 500,000 y más metros, llevan el nombre de *huracanes* ó de *ciclones*, mas no por esto cambia el mecanismo; siempre son movimientos giratorios, circulares, de velocidad creciente

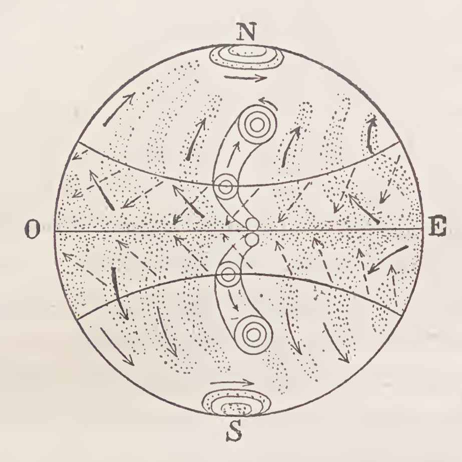


Fig. 217.—Orígen y formacion de los ciclones, segun M. Faye.

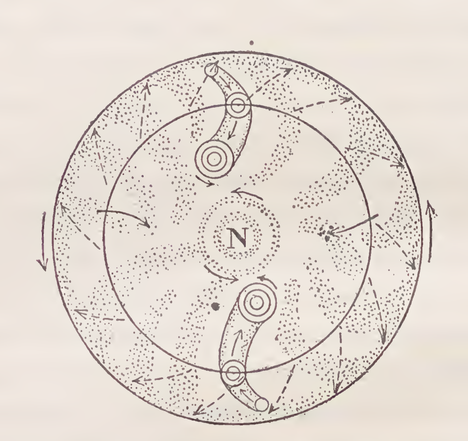


Fig. 218.—Orígen y formacion de los ciclones, proyeccion sobre el ecuador.

hácia el centro, nacidos en las corrientes superiores á expensas de sus desigualdades de velocidad, propagándose hácia abajo en las capas inferiores á pesar de su estado de calma perfecta ó con independencia de los vientos reinantes, ejerciendo sus estragos apénas tocan el obstáculo, y siguiendo en su marcha las corrientes superiores, de suerte que sus devastaciones trazan en el globo terráqueo el camino de estas corrientes invisibles (1).»

Por las últimas líneas del párrafo anterior se ve que M. Faye da por orígen á los ciclones las corrientes superiores, es decir, los contra-alisios, y las atribuye tambien su movimiento de progresion. Siendo la direccion del movimiento de los ciclones de Este á Oeste entre los trópicos, fuerza es admitir tambien que tal es la marcha de los contra-alisios, en contra de la opinion de los demás meteorologistas que, explicando su desviacion por la influencia de la rotacion terrestre, suponen que se mueven hácia el Este (2), es decir, en un sentido opuesto al movimiento de la traslacion de los ciclones en las regiones tropicales. Si se admite la teoría de Faye, los grabados 217 y 218 representarán la circulacion general de las corrientes superiores é inferiores, la generacion y la marcha de los ciclones; el primero la representa en ambos hemisferios en proyeccion sobre un me-

(1) *Defensa de la ley de las tempestades.* Los trabajos que el eminente astrónomo ha efectuado sobre la constitucion física del Sol, cuyos poros y manchas son, en su concepto, torbellinos, le han inducido á estudiar los ciclones terrestres. «En el Sol, dice, vemos movimientos atorbellinados mucho mejor caracterizados y de toda dimension, desde los poros grandes como nuestros ciclones hasta las manchas cinco ó seis veces mayores que nuestro globo.» Las manchas solares en forma de remolinos ó de embudos en espiral no son efectivamente raras; pero nos parece cuando ménos dudoso que figuren en mayor número en el Sol.

(2) Faye atribuye tambien la formacion de los contra-alisios, á la dilatacion de las capas atmosféricas en la zona tórrida y á la ascension del vapor de agua por la accion vertical de los rayos solares, deduciendo de aquí que la masa aérea debe de quedarse atrás, «puesto que todas las moléculas se levantan en esta region y describen así alrededor del eje terrestre círculos mayores con la velocidad lineal de un punto de partida inferior.» Allende los trópicos, la otra mitad de la atmósfera se adelanta sobre la rotacion, y las corrientes se desvian en sentido contrario, «porque la capa de aire adelantada llega á paralelos cada vez más pequeños.» Pero ¿no es evidente que las dos causas de desviacion existen lo mismo entre los trópicos que en las zonas templadas y que, como obran en sentido opuesto, deben compensarse en parte? Toda la cuestion se reduce á saber si se neutralizan enteramente ó tan sólo en parte, y en qué proporcion. Parécenos que hay aquí un punto dudoso por esclarecer.

ridiano; el segundo, en el hemisferio Norte, la figura en proyeccion sobre el ecuador.

Esto en cuanto al movimiento de progresion de los ciclones. Por lo que hace al giratorio y al sentido en que se dirige en cada hemisferio, hé aquí su causa segun la misma teoría. Los rios aéreos superiores que parten del ecuador y se dirigen á los polos describiendo una curva parabólica, tienen en sus diferentes puntos velocidades desiguales cuyo efecto consiste en engendrar un movimiento arremolinado: «En cuanto al sentido de rotacion de los ciclones, debe resultar de que en estas corrientes sumamente curvas, la velocidad va disminuyendo trasversalmente de la orilla cóncava á la convexa.»

Hemos procurado resumir en sus caracteres esenciales las dos teorías que los meteorologistas contemporáneos han propuesto para explicar los fenómenos de los ciclones. Estas teorías son opuestas una á otra ó poco ménos; pero dado el estado actual de la ciencia, es difícil decir cuál de ambas parece que prevalecerá. Desde el punto de vista de la ciencia hidrodinámica el problema es complejo en extremo y no se le ha podido analizar con fruto; únicamente reuniendo observaciones y hechos se podrá ver si estos hechos confirman una ú otra de las dos hipótesis, la de la aspiracion ó la de las corrientes descendentes, ó si por el contrario se contradicen en algunos puntos. Hasta ahora se han colocado con razon en este punto de vista sus autores ó defensores para justificar su propio sistema y combatir el de sus adversarios; años hace que dura la discusion y aún no parece agotada, no siéndonos posible, en los límites necesariamente restringidos de esta obra, exponer todos los argumentos aducidos en pro ó en contra. Nos limitaremos á decir que Faye basa su teoría en numerosos ejemplos de trombas terrestres ó marinas, en las cuales el movimiento descendente está caracterizado por fenómenos irrecusables. Pero á decir verdad, algunos casos contrarios parecen favorables á la tésis opuesta. De todos modos, ¿puede deducirse que hay alguna relacion entre las trombas y los ciclones?

Por otra parte, el ilustrado meteorologista sueco Hildebrando Hildebrandsson ha reunido gran número de observaciones de cirrus, ya sobre los centros de depresion ó bien sobre los de presion máxima, y hé aquí las conclusiones que ha deducido de ellas, conclusiones que parecen favorables á la teoría de la aspiracion. «Creo haber demostrado, dice, que *el aire se aleja de los centros de los minima y converge hácia los centros de los maxima en las más altas regiones de la atmósfera.* Sábese que sucede lo contrario cerca de la superficie terrestre. *Por consiguiente, un minimum debe ser forzosamente asiento de una corriente de aire ascendente. Al llegar á gran altura, este aire se aleja por todas partes del centro de la depresion y se difunde á modo de capa uniforme por cima de las regiones de los maxima, desde las que baja gradualmente hácia la tierra formando corrientes descendentes. De este modo se efectúa sin cesar una circulacion vertical entre la superficie terrestre y los límites superiores de la atmósfera.* El principal agente de esta circulacion debe de ser la diferencia de temperatura y de humedad entre el aire más ó ménos caldeado de la superficie y el aire de las regiones más elevadas, en las que reina una sequía y un frio excesivos.»

VI

POTENCIA MECÁNICA DE LOS HURACANES.—ORÍGENES DE SU FUERZA VIVA

En octubre de 1844 un ciclon terrible pasó por la isla de Cuba, donde causó horrorosos estragos; prosiguiendo luégo su marcha al Nordeste, llegó á Terranova, despues de recorrer en tres dias la distancia que separa estos puntos extremos. Segun Redfield, el meteoro se extendió por un espacio de 500 millas (800 kilómetros). La direccion del viento formaba con la tangencial un ángulo de 6° próximamente y su violencia era tal al engolfarse en el interior del ciclon, que si se supone un cilindro de 100 metros de altura y de 150 kilómetros de radio que tuviera por centro el del huracan, el viento sólo necesitaria, segun los cálculos del doctor Reye, 5 horas 20 minutos para renovar enteramente este cilindro de tempestad: esto supone una velocidad de 40 metros por segundo, de 144 kilómetros por hora, y el volúmen de aire así puesto en movimiento en tan corto intervalo se aproximaba á 450 millones de metros cúbicos por segundo. Los 500 millones de kilógramos

que pesa semejante masa de aire y que aspiraba así el centro de la tempestad, necesitaban un trabajo de unos 40,000 millones de kilográmetros, de cerca de 500 millones de caballos de vapor, efectuado sin descanso por espacio de tres dias. Es por lo ménos quince veces la fuerza que podrian desarrollar en el mismo espacio de tiempo todas las máquinas de la Tierra, molinos de viento, turbinas, máquinas de vapor, locomotoras, en fin todos los hombres y animales del mundo entero. Por los números que acabamos de citar, es posible formarse una idea de la asombrosa potencia mecánica que posee un huracan, y en su vista no causan ya extrañeza los efectos destructores del meteoro. Para ocasionar las ruinas que siembra á su paso, para vencer las resistencias que proceden de las desigualdades del suelo, para levantar las oleadas del Océano, no consume sino una mínima fraccion de esta potencia.

Pero ¿cuál es su orígen? ¿De dónde saca el ciclon esa fuerza viva prodigiosa, que debe renovarse sin cesar en un trayecto de muchos millares de kilómetros? Segun M. Reye, debe buscarse el orígen de esta fuerza en las lluvias que acompañan y preceden al ciclon, en la condensacion de los vapores que, aspirados por el centro del huracan, se elevan con la columna de aire ascendente. Al precipitarse estos vapores en estado líquido, desprenden una cantidad de calor que, en un espacio de 250 kilómetros de radio, puede calcularse en 120,000 millones de calorias por segundo, equivalentes á 680,000 millones de caballos de vapor, representando más de 1,300 veces la cantidad de trabajo absorbida por la aspiracion del aire en el ciclon. ¿De qué modo se invierte esta inmensa acumulacion de fuerza viva para ocasionar los movimientos de progresion y de rotacion? Difícil es poder asegurarlo. Verdad es que todo depende de la teoría que se adopte para la explicacion de los fenómenos ciclónicos. Si se parte de la teoría propuesta por Faye, el orígen de la fuerza viva es el de las corrientes superiores de la atmósfera, que tienen por causa primordial el exceso de la radiacion solar entre los trópicos sobre la radiacion solar en las zonas templadas. La ascension de las masas de aire sobrecaldeadas que de ella resulta sobre sus capas de nivel respectivas, puede compararse con la de un peso que se eleva á cierta altura. La difusion de las mismas masas hácia los polos corresponde entónces á la caida del peso levantado. La rotacion no es más que un efecto mecánico que ocurre en el seno de un flúido cuyas distintas partes se mueven con velocidades desiguales. En una palabra, los dos primitivos orígenes de la fuerza que tienen los huracanes son, por una parte el calor solar, y por otra la gravedad.

Volvemos á encontrar estas mismas fuerzas en accion en los ciclones, si se admite la teoría de la aspiracion. Al principio es el calor solar el que produce el movimiento ascendente del aire sobrecaldeado; el equilibrio roto se restablece por mediacion de la gravedad que obliga á todas las masas aéreas ambientes á precipitarse para llenar el vacío formado en el centro del meteoro. Acabamos de ver que se restituye el calor almacenado por el agua vaporizada y arrastrada en el movimiento ascendente del aire re, cuando este vapor se precipita en estado de lluvia. Por consiguiente, la radiacion solar y la gravedad son siempre las dos fuerzas primitivas de donde el huracan saca su energía. Por otra parte, hemos visto que el movimiento de rotacion de la Tierra entra por algo en ambos sistemas; y que explica la desviacion de las corrientes y su rotacion alrededor del centro en la teoría de la aspiracion. En la de los remolinos descendentes, es tambien indispensable para explicar el movimiento de avance hácia el Oeste y luégo hácia el Este, movimiento que da á las trayectorias de los ciclones su forma parabólica.

VII

LOS TORNADOS.—LAS TORMENTAS EN EUROPA. —LOS ANTICICLONES

En el tomo III de EL MUNDO FÍSICO hemos descrito las trombas; no volveremos ahora á ocuparnos de ellas, porque estos fenómenos no son más que un episodio de los grandes movimientos de la atmósfera y tambien porque sólo se tienen datos insuficientes acerca de su movimiento de progresion. Pero no sucede lo mismo con los *tornados*, que aunque en mucho menor escala, tienen casi todas las apariencias de los ciclones, y como su mismo nombre lo da á entender, están principalmente caracterizados por un movimiento giratorio. Estas tempesta-

des estallan con más frecuencia en el Senegal y en toda la costa occidental de Africa; siendo tambien muy numerosos en el continente de la América septentrional (1). Asimismo se observan fenómenos más ó ménos análogos á estos torbellinos en la América del Sur, donde se les designa con el nombre de *pamperos*, y en el Océano Indico, desde el golfo de Bengala hasta las islas de la Sonda, donde se conocen con los de *turbonadas arqueadas* y *sumatras*.

M. Finley ha estudiado los tornados de los Estados Unidos, habiendo dirigido una Memoria al *Meteorological Office*, con el título de *On the of character of six hundred tornados* (sobre el carácter de seiscientos tornados). Hé aquí un resúmen de este trabajo, segun Faye que lo ha analizado, cuyo resúmen nos mostrará lo que son las propiedades físicas y mecánicas de esta clase de tempestades:

«Anuncia la proximidad de un tornado á 2 ó 3 millas de distancia (3 á 5 kilómetros) una nube negra de la cual parece desprenderse un apéndice en forma de embudo que llega á la superficie del suelo. En la base inferior se encuentra la reducida área en que están condensados los vientos destructores.

»La rotacion ó remolino en el interior del tornado es invariablemente de derecha á izquierda, en sentido contrario al de las agujas de un reloj. Sobre la velocidad de rotacion se han hecho cálculos muy diferentes, lo cual depende en parte de la region en que cada espectador ha fijado su atencion. El término medio es de 0,11 de milla, ó sea unos 177 metros por segundo, velocidad que, segun creo, viene á ser casi la mitad de la de una bala de fusil.

»El diámetro del tornado en el suelo varía entre 13 metros, lo que corresponde á una tromba, y 3,300, que casi lo asemeja á un pequeño tifon: el más comun es de 300 á 400 metros. Más allá del círculo del tornado, no se nota viento alguno debido á este fenómeno.

»Todos los tornados, grandes ó pequeños, están animados de un movimiento rápido de traslacion, que suele ser de 17 metros por segundo. Pero de un tornado á otro es muy variable, y oscila entre 5 y 25 metros; y unas veces excede con mucho de la velocidad ordinaria de un ciclon en la region de los Estados Unidos, y otras es inferior á ella. El promedio de 17 metros que he dado es el de un tren de ferrocarril á gran velocidad.

»Todos llegan de algunos puntos del horizonte occidental, y se dirigen hácia el punto opuesto del horizonte oriental. En su mayoría van del Sudoeste al Nordeste. Jamás se ha dado el caso de que un tornado siguiera una marcha contraria. Los tornados pueden avanzar por el aire sin tocar el suelo, y no empiezan sus estragos hasta que, bajando, llegan á tierra. A veces su extremo inferior se levanta para volver á bajarse algo más léjos. Su marcha es, por lo regular, en línea recta, siquiera se hayan notado á veces ligeras oscilaciones, de suerte que la trayectoria, marcada en el suelo por sus daños, presenta á veces sinuosas desviaciones.

»Su inclinacion sobre la vertical es en ciertos casos considerable; habiéndose observado una de 70°.

»Los tornados llegan casi siempre en el seno de una atmósfera cálida y bochornosa, yendo seguidos de un descenso de temperatura inmediato. Cuando van acompañados de chubascos, estos caen lo mismo ántes que despues de su paso. Los observados son 101 ántes, 76 despues y 4 durante el paso.

»Estos meteoros se presentan generalmente cuando el tiempo está borrascoso. A veces (70 casos) se observan en ellos indicios de electricidad propia, formacion de bolas de fuego, y una especie de incandescencia en la punta. Otras veces (49 casos) no manifiestan vestigio alguno de electricidad.»

Los tornados, no tan sólo son de dimensiones mucho menores que los ciclones, sino que la extension de su curso es tambien muy limitada y su duracion bastante menor. Por término medio duran tres cuartos de hora y su trayecto sólo llega á unos cincuenta kilómetros, lo cual es muy natural, si es cierto que casi siempre acompañan á los verdaderos ciclones, de los cuales no son más que manifestaciones accidentales y parciales. Naciendo estos movi-

(1) M. Finley ha escrito un catálogo que comprende 559 tornados observados en los Estados Unidos desde 1794 á 1881. De ellos pertenecen 468 á los años 1875 á 1881, lo que da un promedio de 67 por año, al paso que los 91 restantes se reparten entre 65 años de observaciones. Esta diferencia no consiste sin duda en el aumento en el número de tornados, sino en el cuidado con que ahora se toma nota de estos fenómenos y en la extension creciente de las regiones en que se los observa.

mientos giratorios secundarios en el seno de los más grandes que engendran las depresiones barométricas, se suceden en el trascurso de un mismo ciclon, y hé aquí porqué, en la estadística de Finley se los ve agrupados en número de 6 el 20 de marzo de 1875 en las dos Carolinas, de 13 el 30 de mayo de 1879 en Kansas y en Missouri, y de 17 en 18 de abril de 1880. La direccion general de 372 tornados de los observados era del Sudoeste ó del Sud-sudoeste (326 contra 46 del Oes-noroeste al Nornoroeste). De este hecho se deduce que dichos meteoros nacen en el semicírculo peligroso del ciclon, un poco adelante, puesto que, segun hemos visto, las trayectorias de los ciclones que atraviesan los Estados Unidos, del Pacífico al Atlántico, están dirigidas al Este, con una leve inclinacion al Norte.

Los tornados del Senegal, á juzgar por la descripcion que de ellos ha hecho el doctor Borius, son temporales que estallan casi siempre despues de los dias de calor sofocante, cuando la brisa del Sudoeste que reinaba durante el invierno ha sido reemplazada por vientos flojos del Norte al Nordeste. Por el horizonte meridional aparece un negro nubarron que á las tres ó cuatro horas sube y crece en forma de semicírculo, el cual se acerca poco á poco al zenit y pasa adelante. «En cierto momento, que por lo comun es el en que el borde anterior del tornado llega al zenit, con frecuencia ántes, y á veces cuando los dos tercios del cielo están cubiertos, se desencadena en la superficie del suelo un viento de extraordinaria impetuosidad, en direccion del Sudeste. Entónces la masa meteórica, vista por debajo y de cerca, no tiene forma definida, y las nubes, que parecen moverse desordenadamente, invaden muy en breve la parte del cielo que quedaba despejada. Como el meteoro prosigue su marcha hácia el Norte, es fácil comprobar que la direccion del viento sólo tiene por causa un movimiento propio del meteoro sobre sí mismo, combinado con su movimiento de progresion.» Durante el cuarto de hora que á lo sumo dura esta borrasca, rara vez acompañada de relámpagos y truenos, el viento salta del Sudeste al Sudoeste pasando por el Norte; por consiguiente ha habido rotacion como para los ciclones del hemisferio boreal, en un sentido opuesto al movimiento de las agujas de un reloj. Por lo comun, empieza á caer un copioso aguacero hácia el fin del tornado, cuando el viento ha pasado al Sudoeste; pero tambien sucede que el meteoro desaparece sin lluvia, á lo cual se da el nombre de *tornado seco*. En todos los casos, el paso de un tornado va seguido de un regular descenso en la temperatura. El doctor Borius calcula en 15 leguas por hora la velocidad media del movimiento de progresion.

Si los tornados son, como las anteriores descripciones lo demuestran, torbellinos sujetos á las mismas leyes que los grandes ciclones por lo que respecta á su movimiento de rotacion, no puede asegurarse lo mismo respecto de los pamperos de la América del Sur y á las turbonadas arqueadas del Océano Indico: Reid los considera como simples rachas de viento y de lluvia de direccion rectilínea.

En el tercer tomo de esta obra hemos descrito los principales fenómenos eléctricos de las tempestades. En nuestros climas templados, ocurren más especialmente en la estacion calurosa estas crísis de la atmósfera, que no dejan de ser beneficiosas á pesar de los estragos que causan; sin embargo, no faltan tormentas eléctricas durante la estacion fria, sobreviniendo de vez en cuando alguna en el rigor del invierno. Entre los trópicos, y sobre todo en la zona de las calmas, en la region comprendida entre los alisios del Nordeste y los del Sudeste, son tan frecuentes que pasan muy pocos dias sin que se oigan resonar los estampidos del trueno. En cambio, las tormentas son raras en las regiones polares; en Islandia, las de invierno (1) son más frecuentes que las de verano.

Hemos visto que los tornados de los Estados Unidos están en dependencia casi constante de los grandes movimientos giratorios que atraviesan de Oeste á Este el continente de la América del Norte, confirmándose así, en esta region del globo, una ley importante demostrada diez y seis años atrás por el sabio meteoro-

(1) Segun Mohn, «por regla general, las tormentas de invierno son más temibles que las de verano, porque las nubes están mucho más bajas en la estacion fria que en la calurosa. En las tempestades de invierno, caen rayos con frecuencia en las costas occidentales de Noruega, reduciendo á cenizas muchos edificios é iglesias. Como en aquellas costas las tormentas de invierno suelen ir acompañadas de fuertes temporales del Sudoeste, del Oeste y del Noroeste, es por lo mismo mucho más de temer el peligro de los incendios.»

logista Marié-Davy. Segun esta ley, la mayoría de las tempestades que sobrevienen en la parte occidental del continente europeo, coinciden con el paso de los temporales giratorios, formándose en el borde meridional ó peligroso de estos. «Las tempestades, dice, no son fenómenos localizados, como se habia creido hasta entónces, sino que se extienden siempre por una parte considerable de Francia, y á veces la atraviesan en toda su extension, siguiendo una línea más ó ménos ancha, pero cuya longitud excede de doscientas ó trescientas leguas. Para formarse, necesitan cierta preparacion de la atmósfera, lo cual permite prever su llegada. Acompañan constantemente á los movimientos giratorios del aire; mas para suscitar la tempestad, estos movimientos necesitan estar tanto más vigorosamente caracterizados cuanto más elevada es la temperatura y más cargado de vapores está el aire.» A cada temporal corresponde ordinariamente una serie de manifestaciones tempestuosas que, como el meteoro principal, siguen ciertas rutas determinadas y constantes, pero cuya direccion está sujeta á la influencia de los relieves del suelo. Si este presenta grandes puntos salientes, el camino seguido por las tormentas se divide ó se desvia; pero apénas sufre alteracion si las ondulaciones del suelo son poco marcadas. Este último caso se presenta especialmente en Francia, en las cuencas poco accidentadas del Loira, del Sena ó del Soma, pero no sucede así en los Pirineos, en la cordillera central ó en el valle del Ródano, en los confines del Jura y de los Alpes.

Hé aquí, segun Marié-Davy, las condiciones propicias para la formacion y la propagacion de las tormentas en el continente europeo:

«En épocas normales, la atmósfera de Europa no está abundantemente provista de electricidad y de vapor de agua, y los movimientos del aire en sentido vertical no son bastante activos para que se formen las tormentas por sí mismas como en las zonas ecuatoriales; pero si llega á sobrevenir un movimiento giratorio, el aire de las altas regiones baja hácia la tierra por el eje del remolino, llevando consigo la baja temperatura de que resultan las nubes, las cuales recogen la electricidad que dicho aire contiene. De este modo se encuentran reunidos los elementos de la tormenta en tanto mayor grado cuanto más activo es el descenso del aire de las regiones superiores, ó cuanto más rápidamente ha hecho la estacion de verano que baje la temperatura con la altura, por ser las capas inferiores las que más pronta y fuertemente se calientan. Por consiguiente, en verano hay que desconfiar de una baja del barómetro, tanto más cuanto más reducido sea el espacio á que esté circunscrita. Esta baja es indicio de un movimiento giratorio demasiado leve quizás para llegar hasta el suelo, pero bastante para engendrar tormentas. Estas no se distribuyen con uniformidad en todo el contorno del disco rotatorio; sino que aparecen especialmente en los puntos más húmedos ó más cálidos, es decir, en la region situada á sotavento del mar. En los movimientos giratorios que llegan á las costas occidentales de Francia, aparecerán en la porcion del disco rotatorio que mira al Sudeste, en donde los vientos soplan entre el Sud-sudeste y el Oes-sudoeste. En los movimientos que pasen algo más arriba, como en Inglaterra, se presentarán en la porcion del disco que mira al Sur, allí donde los vientos soplan entre Sudoeste y Noroeste. A medida que el movimiento penetra en el interior de Europa alejándose del mar, el aire se desprende progresivamente de su vapor y de su electricidad, y las tormentas son ménos numerosas, especialmente en invierno durante cuya estacion las circunstancias son ménos favorables para que ocurran. Cuando el movimiento se acerca al Mediterráneo, encuentra en el aire húmedo y caliente que cubre este mar nuevos elementos para la formacion de las tormentas, y entónces el número de estas aumenta considerablemente.»

El estudio de las tempestades, ciclones, borrascas y tormentas es en rigor el de los movimientos de presion mínima en la superficie de los continentes ó de los mares; la distribucion de las isobaras en un momento dado permite reconocer al primer golpe de vista las zonas en que existen estas bajas presiones, cada una de las cuales es el centro de los fenómenos descritos en los artículos anteriores, como rotacion de los vientos, baja progresiva y luégo alza del barómetro, descenso repentino de la temperatura, precipitacion, etc. Observando en el mapa

los cambios que sobrevienen de un dia á otro en el sistema de las capas de presion, se ve avanzar la tempestad con el sistema de isobaras concéntricas que envuelven el punto en que el barómetro está más bajo; pero al alejarse del centro, se pasa gradualmente á regiones cada vez más elevadas, y las más de las veces se reconoce que, en direcciones variables y á distancias más ó ménos grandes de este centro, existe uno, dos ó más sistemas opuestos al primero, por cuanto se extienden sobre regiones en donde la presion barométrica es más alta, y por lo comun están caracterizados por vientos flojos y bajas temperaturas. El estudio de estas zonas de alta presion está aún poco adelantado, mas promete ser provechoso á juzgar por las investigaciones que acerca de este asunto ha hecho Loomis por lo que respecta á la América del Sur. Este meteorologista ha averiguado que en la mayoría de los casos las zonas de alta presion acompañan á las zonas de baja presion que atraviesan de Oeste á Este el continente americano. Cada una de las segundas va precedida de una zona de alta presion situada al Este á una distancia media de 1,000 millas (1,600 kilómetros) y seguida al Oeste de otra casi á igual distancia. ¿Qué relacion hay entre estos centros de presion maxima y los de presion mínima á los que siguen en su camino? ¿Deberá verse en ello la causa más importante de la marcha de los ciclones, conforme lo creen algunos meteorologistas (1)? ¿Se les debe conservar la denominacion de *anticiclones* que se les ha dado á causa de la analogía y tambien de la oposicion de las dos clases de fenómenos? La analogía consistiria en que las zonas de alta presion se mueven siguiendo el camino general de los ciclones, y la oposicion en que el movimiento de rotacion de los vientos se efectúa en sentido contrario del que se observa en los ciclones. «Durante la marcha de las tempestades, dice Loomis, los vientos de las superficies se mueven pasando de las zonas de alta presion á las de baja; y los vientos superiores, pasan de estas á aquellas.» Esta es tambien, segun dejamos dicho, la opinion de Hildebrand Hildebrandsson, basada en el estudio de los movimientos de los cirrus. E. Mascart, ilustrado director de la *Oficina central meteorológica de Francia*, hace observar que si las áreas de alta presion parecen seguir la marcha de los ciclones en el continente americano, no sucede lo propio en Europa, donde los minima de presion tienen por lo comun una marcha muy distinta. «Las altas presiones, dice, parecen cubrir regiones en las que el aire baja de las partes superiores de la atmósfera, y la rotacion del viento en el sentido directo es entónces una consecuencia de la rotacion de la Tierra; además, las regiones vecinas, en que la presion es más débil, suelen ser el punto de orígen de una corriente general en la cual se agitan depresiones ordinarias con tendencia á suscitar los mismos vientos. Puede hacerse uso sin grave inconveniente de la expresion de *anticiclones*, cuando se quiere únicamente recordar estos caracteres de las presiones distribuidas alrededor de un máximum; pero seria inexacto considerarla como la oposicion completa del fenómeno de los ciclones.

»Sea de ello lo que quiera, los centros de alta presion existen y el estudio de sus propiedades es tan importante como el de los centros de depresion. Estas zonas, cuyo principal carácter consiste (al ménos en Europa) en la estabilidad, acompañan á los períodos de buen

(1) Hé aquí lo que acerca de este punto dice M. Loomis en su octava *Memoria de Meteorología dinámica:* «Considéranse las zonas de alta presion como una de las causas, y generalmente como la causa más importante de la tempestad que las sigue. Dos zonas de esta naturaleza producen en el aire una tendencia á dirigirse hácia un punto intermedio, y las corrientes, puestas así en movimiento, se desvian de la línea recta por efecto de la rotacion de la Tierra, de lo cual resulta una disminucion de la presion en la zona central. Esta disminucion ocasiona una corriente de aire más rápida hácia la region inferior, que da por resultado una baja más marcada en el barómetro. Como el aire se difunde á todos los lados de esta zona de alta presion, la zona tiende á tomar una forma oval que puede llegar á ser notoriamente circular si el viento es muy violento, y entónces la fuerza centrífuga resultante de este movimiento circular produce una nueva baja en el barómetro. El vacío parcial quedaria lleno muy pronto y el movimiento circular cesaria muy pronto tambien si no hubiese un movimiento superior que proporciona una salida al aire que se escapa. Como el aire puesto en movimiento en la region superior arrastra consigo gran cantidad de vapor de agua, se enfria, y la condensacion del vapor produce la lluvia. El calor emanado de esta condensacion dilata el aire de nuevo y aumenta la fuerza de la corriente inferior. La lluvia es pues una de las circunstancias que contribuyen á aumentar la fuerza de una tempestad, y sobreviene invariablemente cuando las tempestades llegan á tener considerable violencia..... .

Más adelante Loomis consigna que la cifra de la alta presion no disminuia aunque el viento hubiera soplado muchos dias, partiendo de las zonas de alta presion en compañía de las tempestades, de lo cual deduce «que estas zonas de alta presion deben estar reanimadas de continuo por el aire que circula á su alrededor en las regiones superiores de la atmósfera, y que este refuerzo procede indudablemente de las zonas de baja presion.»

tiempo, y en invierno son indicio de un frio persistente.»

Así se expresaba M. Mascart, en sus lecciones sobre la *Meteorología aplicada á la prevision del tiempo*, dadas en la Escuela Superior de Telegrafía de Paris en marzo de 1880, ante un numeroso auditorio que ha obtenido provechosos resultados de las explicaciones del ilustrado profesor. No insistiremos más acerca de este punto, y pasaremos á ocuparnos del lado práctico de cuanto por nuestra parte llevamos indicado, esto es, de las aplicaciones que pueden hacerse de tantas observaciones reunidas para prever con más ó ménos acierto el tiempo futuro.

CAPÍTULO V

LA PREVISION DEL TIEMPO

I

PRONÓSTICOS: SÍNTOMAS PRECURSORES DEL TIEMPO FUTURO

El público, que hace poco caso de las teorías, juzga en general del interés ó de la importancia de una ciencia por los resultados prácticos y la utilidad inmediata que de ella saca. Por esta razon está siempre dispuesto á acoger con benevolencia á cuantos le prediguan el tiempo que ha de hacer, con más ó ménos anticipacion. Confundiendo la meteorología con la astronomía, y viendo por experiencia que los almanaques publican con exactitud la fecha anticipada de los fenómenos celestes, incurre en el error de creer que las cosas del cielo y las de la atmósfera son todas unas, y exige de la astronomía que le revele el tiempo futuro. Las continuas decepciones que sufre comparando con la realidad los anuncios de las supuestas efemérides meteorológicas no bastan á desengañarle, y presta fe ciega á las influencias lunares y á los confeccionadores de almanaques y pronósticos.

Y sin embargo, por poco que se hayan estudiado los variados fenómenos de que la atmósfera es movible teatro, es fácil comprender la dificultad del problema complejo de la prevision del tiempo. Con todo, no es un problema absolutamente insoluble, y las personas que están al corriente de los progresos de la meteorología práctica saben que, aunque en muy pequeña escala, se ha logrado ya obtener algunos resultados interesantes. Procuraremos dar en este capítulo una sucinta reseña de estos resultados. Pero ante todo, digamos cómo se plantea el problema.

Al hablar de la *prevision del tiempo*, se puede entender que comprende un espacio de tiempo más ó ménos largo; que es una prediccion á breve ó largo plazo. ¿Qué tiempo, por ejemplo, hará hoy ó mañana? El bueno ó mal tiempo que hace en este momento, ¿debe durar ó cesar próximamente? Se puede ir aún más allá, y preguntar cuál será el carácter de la estacion corriente ó de las estaciones del año. ¿El verano será caluroso, lluvioso ó seco? ¿el invierno apacible ó riguroso?

Pero no es esto todo. En el caso de que pudiera darse una respuesta probable á cualquiera de estas preguntas, falta saber á qué extension de país es aplicable. ¿Se trata de un pronóstico hecho para una localidad limitada, una region entera, todo un continente ó una fraccion de él? Compréndese que lo que puede ser exacto para una zona, una comarca, no ha de serlo forzosamente para un país limítrofe; que lo que será verdadero para la Francia meridional, no lo será ya para el Norte de esta nacion; que hay lugar á distinguir entre la Europa occidental y la central, etc. Enumeremos sucesivamente todos estos casos, y veamos lo que la ciencia permite deducir hoy en conclusion respecto de cada uno de ellos.

No se necesita violentar la imaginacion para comprender que el problema de vaticinar el tiempo que hará en un dia dado y en una localidad determinada, jamás tendrá solucion. Tanto valdria abrigar la pretension de decir de

antemano cuál será la fluctuacion de las olas del Océano en una tempestad próxima. Pero ya es otra cosa si se desea tan sólo conocer cuál será el estado del tiempo en el dia corriente ó al siguiente, basándose en los síntomas actuales, en el estado del cielo, en el aspecto de las nubes, etc. Las personas que viven al aire libre y que tienen interés en conocer el tiempo, los labradores y los marinos, aleccionados por una larga experiencia y por observaciones tradicionales, pueden dar acerca de este punto excelentes indicaciones, sin recurrir á instrumentos científicos. Hé aquí algunos de estos pronósticos del tiempo, al ménos para nuestra zona templada.

El aspecto del cielo á la salida y á la puesta del sol, es con frecuencia característico del tiempo próximo. Si el cielo está despejado y el sol brillante, ó si las nubes que lo velan se disuelven y se disipan inmediatamente despues de su salida, hay probabilidad de que haga buen dia. Por el contrario, si el cielo está encarnado ántes de la aparicion del disco solar y este color desaparece al salir el astro, es señal de lluvia. Si los primeros arreboles matutinos aparecen sobre una capa de nubes, lo es de viento; pero si sólo se ven en el horizonte, de buen tiempo. Cuando el sol se pone estando el cielo sereno ó teñido de un matiz amarillento ó sonrosado, hará buen tiempo al dia siguiente. Si el color del cielo en el horizonte es muy encarnado ó de un amarillo brillante, es indicio de viento; de lluvia, si el color es amarillo claro, ó si el sol se pone tras una capa de nubes espesas miéntras que el horizonte oriental tiene un aspecto purpúreo ó cobrizo.

La extraordinaria trasparencia del aire que permite ver con gran claridad los objetos remotos, es síntoma precursor de la lluvia si á esto se reune una temperatura bastante elevada. En este caso la atmósfera está muy húmeda, muy cargada de un vapor perfectamente disuelto, que el enfriamiento nocturno, la llegada de un viento frio, basta para precipitar. Entónces la lluvia suele ir precedida de una bruma densa y la opacidad del aire sucede así bruscamente á su gran translucidez.

Despues de un buen tiempo más ó ménos prolongado, el primer síntoma precursor de un cambio es la aparicion de cirrus, de esas nubes que parecen deshilachadas á modo de barbas de pluma, las cuales se ven, como es sabido, á grandes alturas en la atmósfera; cuanto más remotas y elevadas parezcan, más lento, pero tambien más considerable será el cambio de tiempo que presagian. Por la noche apénas se las distingue y al principio no ocultan sino las más pequeñas estrellas. Ya hemos visto que son las verdaderas mensajeras de las tempestades. Tambien son las últimas nubes que desaparecen cuando el mal tiempo toca á su término, y su desaparicion es por consiguiente presagio del buen tiempo. La direccion de las fajas de cirrus puede proporcionar una buena indicacion de la de las corrientes superiores, pues el movimiento aparente de estas, que es de gran lentitud, no permite juzgar fácilmente del sentido de su marcha.

Completemos estas indicaciones con las que da Fitz-Roy, segun los labradores y los marinos:

«Las nubes ligeras de contornos indefinidos anuncian buen tiempo y brisas regulares. Nubes densas de contornos bien marcados, viento. El cielo azul oscuro indica viento. El cielo azul claro y brillante, buen tiempo. Cuanto más ligeras parezcan las nubes, ménos probable es el viento. Cuanto más densas, arremolinadas, agitadas y desiguales parezcan, más fuerte será el viento. Un cielo amarillo brillante á la puesta de sol anuncia viento; amarillo pálido, lluvia. Segun que predominen las tintas rojas, amarillas ó grises, puede preverse el tiempo con bastante probabilidad de acierto.

»Las nubecillas negras pronostican lluvia. Las nubes ligeras que corren rápidamente en sentido contrario al de las masas espesas, viento y lluvia.

»Las tintas suaves, ligeras, delicadas, con nubes de forma determinada, indican buen tiempo ó subsisten con él. Las tintas extraordinarias, con nubes espesas, de contornos duros, presagian lluvia y probablemente un vendaval.

»Obsérvense las nubes que se forman en los puntos culminantes ó permanecen como adheridas á ellos; si se mantienen allí, aumentan ó bajan, es señal de lluvia. Si suben y se dispersan, lo es de buen tiempo.

»El brillo extraordinario de las estrellas, la poca limpieza ó la multiplicacion aparente de

los cuernos de la luna, los halos, los fragmentos de arco íris en las nubes sueltas, indican tambien que arreciará el viento ó que lloverá.»

A estas señales del tiempo deducidas del aspecto del cielo ó de los astros, se podrian agregar los pronósticos que suministran los vegetales y sobre todo los animales, cuyos movimientos y modo de ser cambian al aproximarse las grandes perturbaciones atmosféricas. Pero creemos haber dicho lo bastante para que se comprenda el alcance de esta clase de indicaciones. No debe darse á estas reglas una idea de precision y de generalidad de que sin duda carecen, y si pueden servir de algo es con la condicion de que las interpreten las personas cuya sagacidad está desarrollada por una prolongada experiencia.

II

EL BARÓMETRO Y LA PREVISION DEL TIEMPO

De cuantos instrumentos sirven para anotar y medir los distintos elementos del tiempo, como presion atmosférica, temperatura, estado higrométrico, etc., el barómetro es sin disputa el que da más útiles resultados cuando se quiere conocer los cambios de tiempo. Los demás indican el estado presente de la atmósfera en el lugar en que se los observa. El barómetro marca con sus oscilaciones variaciones de presion causadas por fenómenos por lo comun muy remotos, y al hablar de los ciclones hemos visto ya ejemplos de ello.

Mas para esto interesa interpretar bien sus indicaciones. Casi es inútil decir que se ha de hacer poco caso de las palabras de rigor inscritas en la mayor parte de los barómetros de habitacion y áun en instrumentos destinados á usos científicos. Las palabras de que hablamos, y que todo el mundo conoce, son las siguientes, estampadas por lo general enfrente de las graduaciones que siguen (con 2 ó 3 milímetros de diferencia), ya en los barómetros de mercurio ordinarios ó de cuadrante, ó ya en los aneroides:

Muy seco.	78,5 centim.
Buen tiempo fijo.	77,6 —
Buen tiempo.	76,7 —
Variable.	76,0 —
Lluvia ó viento.	74,9 —
Fuerte lluvia.	74,0 —
Tempestad.	73,0 —

En términos generales, estas indicaciones no siempre son inexactas; las adoptaron antiguos observadores que habian reparado en que el buen tiempo suele corresponder á un barómetro elevado, que la baja es tanto mayor cuanto peor el tiempo, y por último que el mínimum se observa durante el paso de los huracanes. Mas, áun conviniendo en la exactitud de estas anotaciones, claro está que deberian modificarse cuando se pasara de un sitio en que la altura barométrica media es de 760 milímetros (como lo supone la escala precedente) á otro más elevado en que la presion media disminuye con la altitud. En Clermont ó en Ginebra, por ejemplo, donde la presion media es de 728 ó 727 milímetros, habrá que inscribir en esta cifra la palabra *variable*, pues de lo contrario el barómetro marcaria casi siempre *fuerte lluvia* ó *tempestad*. Si, para obviar este inconveniente, se inscribiesen las indicaciones en una escala barométrica, reducida préviamente al nivel del mar con respecto al lugar de la observacion, se incurriria en otro inconveniente, que expresa muy bien M. Plumandon, diciendo acerca de este asunto:

«Bastará observar que en Clermont, por ejemplo, la presion atmosférica reducida al nivel del mar, oscila entre los límites extremos de 735 y 780 milímetros, y que por consiguiente, la aguja no podrá indicar allí jamás ni *tempestad* ni *buen tiempo fijo*, ni *muy seco*, inscritas más allá de estos límites, hácia los 725, 785 y 795.»

De suerte que aun suponiendo verdaderos para una localidad determinada los pronósticos marcados en la escala barométrica, dejarán de serlo cuando se lleve el instrumento á una altitud más elevada, aunque se tenga cuidado de reducir la graduacion al nivel del mar. Tambien debemos hacer una observacion particular relativa á los cambios de latitud. «En las regiones tropicales, dice con razon Marié Davy, la escala no tiene ya ningun valor, habiendo perturbaciones atmosféricas de igual energía que deprimen bastante ménos el barómetro en el Mediodía que en el Norte de Francia.»

Por último, hay un hecho probado por numerosas observaciones, el cual demuestra que la altura absoluta del barómetro no puede servir para prever el tiempo: frecuentemente se

ve que dicho instrumento marca una leve presion ó baja estando el tiempo sereno y tranquilo, y que por el contrario, sube ó se queda estacionado durante una lluvia copiosa ó una fuerte tormenta.

Es menester en definitiva, no precisamente negar toda confianza, pero ó lo ménos prestar tan sólo una fe limitada á las indicaciones del tiempo inscritas en los cuadrantes de las escalas barométricas.

Lo que conviene observar con cuidado si se quiere deducir de las observaciones barométricas locales ó aisladas algun indicio del tiempo próximo es, no la altura absoluta, sino las variaciones de la presion. Muy luégo veremos que las observaciones simultáneas hechas en toda una region y el estudio de las cartas meteorológicas trazadas en virtud de estas observaciones, son las que permiten resolver el problema del tiempo probable y próximo. Con todo, el estudio atento de los movimientos del instrumento, unido al de la direccion del viento, puede dar tambien útiles indicaciones.

No contándose con una veleta instalada en buenas condiciones, es preferible observar los movimientos de las nubes para anotar la verdadera direccion del viento. En cuanto al barómetro, basta tener un buen aneroide, y observarlo por lo ménos una vez, pero mejor dos ó tres diarias, y en cuanto sea posible tomar nota de las alturas observadas con indicacion de la hora, ó tambien construir la curva de las variaciones de la presion.

Cuando se sostiene el buen tiempo por espacio de algunos dias, y en el caso de que deba persistir aún, los movimientos de la aguja son poco ménos que imperceptibles. Si el barómetro empieza entónces á bajar lenta y regularmente, es probable que cambie el tiempo. Cuando el descenso es lento y moderado (de 2 á 4 milímetros), se puede deducir que pasa alguna depresion á lo léjos (á la izquierda de la direccion del viento, segun hemos visto). Sin embargo, el cambio puede ser insensible en el sitio en que se observa; pero si, aun ocurriendo la baja lentamente y con continuidad, es fuerte (hasta 10 milímetros), entónces anuncia un mal tiempo brusco, indica una perturbacion vecina y próxima, como turbonada, ó chubasco, ó vendaval y áun tempestad, segun que el barómetro baje unos cuantos milímetros solamente ó muchos centímetros. Hemos presentado muchos ejemplos de estas bajas considerables, coincidiendo con el paso de un huracan ó de un ciclon.

En resúmen, la baja barométrica es presagio de mal tiempo; pero empieza durante el bueno y las más de las veces cesa, siendo sustituida por el alza en el momento en que la perturbacion llega á su máximum.

En las épocas de frecuentes borrascas, las oscilaciones del barómetro siguen las variaciones del tiempo, presentándose por lo comun la baja durante el buen tiempo, y volviendo el alza con el malo para anunciar la nueva bonanza.

Hemos visto que uno de los síntomas precursores de la llegada de un ciclon es una leve baja de 0,8 á 1 milímetro, unos tres dias ántes de que empiece el huracan: hasta entónces el barómetro suele estar sobre su promedio normal.

Si la baja presagia mal tiempo, el alza del barómetro anuncia la vuelta del bueno, que puede ser de corta duracion, segun que el alza sea repentina ó lenta. Cuando dicho instrumento está en su altura media y el tiempo sereno, cualquiera subida brusca es indicio de la llegada de una próxima depresion; pero si esta subida ocurre cuando el barómetro está bajo, la vuelta del buen tiempo no será duradera.

Una subida lenta, continua y considerable presagia por lo general un buen tiempo duradero; esta subida es el máximum que corresponde á la indicacion *buen tiempo fijo*, pero que varía segun los lugares. Se ha observado que la duracion de la bonanza estaba casi dividida en dos mitades iguales por el dia en que el barómetro llega á este máximum, de suerte que si se ha tomado nota de la época en que ha empezado el alza, será posible predecir con bastante probabilidad cuántos dias debe contarse aún con el buen tiempo.

La observacion de la direccion del viento, unida á la de las alturas barométricas y de sus variaciones, será muy útil para prever el sentido de las variaciones de esta direccion. En efecto, siempre que sobrevenga una depresion más ó ménos fuerte, es decir, la causa principal de un cambio de tiempo, se puede recono-

cer merced á la ley de Buys-Ballot en qué posicion se encuentra el centro de depresion, si debe pasar al Sur ó al Norte del lugar en que se halle el observador. Agregando á aquella la ley de rotacion de los vientos ó de la sucesion de los vientos respecto de los puntos por los cuales deberá pasar la depresion, será fácil deducir con cierta probabilidad la direccion de los vientos que la sucederán en seguida. Ahora veremos hasta qué punto ha facilitado estas predicciones el conocimiento de las cartas meteorológicas.

III

LA PREVISION DEL TIEMPO Y LAS CARTAS METEOROLÓGICAS SIMULTÁNEAS

Durante el trascurso de cada año, dos influencias distintas propenden á cambiar el tiempo en una region dada del globo; las unas, de naturaleza puramente astronómica, son regulares y periódicas como los fenómenos que las engendran; y si fuesen las únicas, la prevision del tiempo no seria, por decirlo así, más que cuestion de cálculo, dependiente de la latitud geográfica del lugar y de los movimientos de rotacion y de revolucion de la Tierra (entónces se podria inscribir en los calendarios el tiempo probable en una latitud determinada); las otras influencias, dimanadas en gran parte de la desigual distribucion de las tierras y de las aguas, de los accidentes del relieve del suelo y de su naturaleza así como de las corrientes marinas, son por el contrario influencias perturbadoras, y áun cuando en suma apénas afecten los promedios de los elementos meteorológicos, son sin disputa los factores principales de los cambios de tiempo, y los que conviene estudiar y conocer, si se desea aventurarse á prever el que hará próximamente.

Las depresiones barométricas con su acompañamiento de lluvias, vientos giratorios, y tormentas, las variaciones de temperatura que son su resultado, sus cambios de lugar en la superficie del globo y su lucha con las áreas de altas presiones, constituyen la verdadera base de la prevision del tiempo, tal cual hoy se concibe y aplica. Hemos visto que si los meteorologistas no están de acuerdo acerca de la teoría de estos grandes fenómenos, por lo ménos han empezado á conocer bien sus leyes. Para estudiar prácticamente la distribucion y el movimiento de estas áreas ciclónicas y anticiclónicas que, segun hemos visto, abarcan dilatadas regiones de los continentes y de los mares, era preciso observarlas de dia en dia, conocer las posiciones sucesivas de sus centros, lo cual requeria que se pudiese disponer del mayor número posible de observaciones simultáneas. Esto no era realizable ni ha podido realizarse en efecto sino gracias al medio rápido de informes y noticias proporcionado hoy por la telegrafía eléctrica, continental y submarina.

Con los documentos que facilitan las estaciones meteorológicas, enlazadas telegráficamente con la estacion central, se construyen diariamente cartas del tiempo, cuyo modo de construccion y uso vamos á describir sucintamente.

Tomaremos por ejemplo el Boletin que publica todos los dias la Oficina central meteorológica de Francia. Este boletin comprende tres partes: la primera se compone de los documentos numéricos ó de otra clase expedidos todas las mañanas por las 122 estaciones (1) con las que está en correspondencia; la segunda dos cartas en que la presion y los vientos por una parte, y la temperatura y la lluvia por otra, están representadas gráficamente en la region que abarcan las observaciones cotidianas; la tercera parte está consagrada á resumir brevemente la situacion meteorológica general con los pronósticos que de ella pueden deducirse sobre el tiempo futuro probable.

(1) Estas 122 estaciones comprenden toda la Europa marítima y continental así como el Norte de Africa. Hé aqui su distribucion por países:

Francia	37	España y Portugal	8	Rusia	13
Francia (estaciones elevadas)	4	Inglaterra	7	Suiza	1
Argelia	9	Italia y Mónaco	11	Turquía	1
Alemania	9	Países Bajos	5		
Austria	7	Países del Norte (Dinamarca, Suecia y Noruega)	10		

Las cuatro estaciones de elevada altitud están situadas, en Francia, en los Vosgos, los Alpes, la Mesa central y los Pirineos.

Para que el lector pueda formarse una idea algo clara de lo que es este Boletin, vamos á entrar en algunos detalles sobre cada una de dichas partes.

Todas las observaciones se hacen á las siete ó á las ocho de la mañana, y por consiguiente son casi simultáneas. Las presiones barométricas están reducidas á 0° y al nivel del mar; al lado de la columna en que se las indica hay otra que marca la variacion positiva ó negativa que ha tenido el barómetro en las veinticuatro horas anteriores. La columna de las temperaturas lleva tambien á continuacion su diferencia con las del dia precedente. La fuerza del viento está indicada con las cifras de una escala que va de 0 á 9. Siguen á continuacion el estado del cielo y el del mar, marcados con las indicaciones siguientes: con respecto al cielo, *despejado*, *nebuloso*, *nublado*, *brumoso*, *lluvia* ó *nieve*, *niebla;* con respecto al mar, *bella* ó *tranquila*, *agitada*, *gruesa*, *oleaje*. La cantidad de lluvia caida en las veinticuatro horas precedentes, las temperaturas máxima y mínima del mismo dia, y por último, las observaciones de la víspera hechas á las seis de la tarde en cuanto á la presion, la temperatura, el viento y el estado del cielo, están inscritas á continuacion en otras tantas columnas especiales. Para que se comprenda mejor, insertamos un extracto del Boletin para las observaciones de la mañana, las cuales son las relativas al viérnes 13 de junio de 1884:

ESTACIONES	OBSERVACIONES MATUTINAS						
	Barómetro á 0° al nivel del mar		Termómetro		Viento fuerza de 0 á 9	Estado del cielo	Estado del mar
	Observacion	Diferencia en 24 horas	Observacion	Diferencia en 24 horas			
Paris (St. Maur).	786,6	—1,3	14,9	2,3	N. 2	Sereno	—
Brest.	770,3	—0,6	13,8	0,8	NE. 3	Nebuloso	Bella
Stornoway.	761,5	—3,5	10,0	—1,7	ONO. 6	Lluvia	Oleaje
Nápoles.	764,3	5,7	17,5	0,8	S. 1	P. nubes	Calma
Copenhague.	768,4	3,1	14,5	—0,9	NO. 2	P. nubes	—
Moscou.	763,6	—5,5	11,0	2,2	S. 1	Sereno	—

Una de las dos cartas del Boletin (ambas tienen por fondo geográfico la Europa y Argelia-Túnez) está consagrada á representar la presion barométrica y sus variaciones, el viento y el estado del cielo y del mar. Unas curvas llenas figuran las isobaras; otras puntuadas, las variaciones iguales de la presion desde la víspera; si la convergencia de las isobaras indica la existencia de un centro de depresion, una línea de crucecitas marca la trayectoria de esta depresion en vista de las observaciones de los dias precedentes; cada estacion está marcada con un círculo blanco ó negro ó un signo especial para figurar el estado del cielo ó del mar, la lluvia ó la nieve. Unas flechas, cuyas barbas ó plumas aparecen en número creciente, marcan la fuerza del viento, cuya direccion la indica la orientacion de la punta de la flecha.

La segunda carta representa la temperatura y sus variaciones con curvas llenas ó puntuadas, segun que figuren las isotermas ó las diferencias iguales de temperatura desde la víspera. Las temperaturas están anotadas de 5 en 5 grados centígrados, y unas cifras indican además la posicion de los maxima y minima térmicos. La cantidad de lluvia y las tormentas están marcadas en la misma carta con signos especiales.

Mediante el estudio de semejantes cartas meteorológicas, y en virtud de la comparacion de las dos cartas del dia con las de la víspera ó de los dias precedentes, los meteorologistas encargados de centralizar los múltiples informes cuyo detalle se acaba de leer, basándose además en las leyes comunes de los movimientos ciclónicos ó anticiclónicos, consiguen formular el pronóstico del tiempo probable en las diferentes regiones sometidas á su exámen

cotidiano. Tal es la base de los avisos meteorológicos que la Oficina central expide á su vez por telégrafo á las estaciones de las costas ó del interior de los continentes, avisos que han prestado ya inmensos servicios así á la navegacion como á la agricultura.

Sin embargo, para que esta prevision del tiempo con uno ó dos dias de anticipacion se haga con suficiente probabilidad, es menester que las personas encargadas de comunicar dichos avisos posean, aparte de un conocimiento profundo de las leyes meteorológicas conocidas, una gran experiencia que únicamente la práctica puede dar. Cuando la forma de las isobaras y la distribucion de las presiones hace presumir una borrasca, y acaba por marcarse claramente la direccion de su trayectoria, se puede sin duda prolongar la línea de su trayecto, pero de un dia á otro pueden sobrevenir modificaciones que lo cambien y cuya causa es casi siempre local. A veces la depresion principal se segmenta; se forman una ó dos depresiones secundarias, sucediendo tambien que otra depresion sigue de cerca á la primera por un lado, y segun que su intensidad sea mayor ó menor, la absorbe ó queda absorbida por ella. En estos distintos casos, las isobaras, que al principio tienen una forma casi circular, adquieren la de elipses prolongadas, ya para segmentarse en dos áreas circulares separadas, ó, en el caso de dos depresiones aisladas, para confundirse de nuevo en una sola. Cuando se presentan estas circunstancias, el pronóstico, sobre todo por lo que hace á la direccion de los vientos, es ya más incierto. Acontece tambien que una borrasca, despues de avanzar al principio con cierta rapidez, se queda estacionada, permaneciendo algunos dias en tal estado, hasta que por último se disipa. La causa de esta detencion en el movimiento de avance de la depresion depende las más de las veces de la existencia de una zona de fuertes presiones, de un anticiclon segun la expresion usada, por delante de la trayectoria de la borrasca.

Como lo hace suponer la ley de la traslacion de las tempestades en el hemisferio Norte, los temporales llegan siempre á Europa por las costas occidentales del continente ó de las islas. Proceden del Atlántico ya enteramente formadas: unas vienen por las costas septentrionales, por las islas Británicas ó por Noruega; desde allí pasan, ya al mar del Norte, á los Países Bajos y á Dinamarca, ó bien al Báltico y á Rusia y á veces bajan hasta la Europa central. Otras se presentan simultanéamente en Irlanda, el canal de la Mancha y las costas de Francia dirigiéndose así al Este ó al Nordeste. Los temporales de estas dos clases son los más numerosos y á veces se siguen en grupos. Por último otros, más meridionales y sin duda originarios de la region del Atlántico que rodea á las Azores, abordan directamente á Marruecos y luégo al continente europeo por las costas de España y Portugal. Estas depresiones recorren sucesiva ó simultáneamente la Argelia, el Mediterráneo, Italia y el Adriático. A veces los temporales de las Azores suben al Norte por el golfo de Gascuña, atraviesan la Francia y continúan su camino por la Europa central. Por lo comun aislados, son tan intensos y peligrosos como los temporales más septentrionales. Las depresiones que tienen este orígen son las que producen en todas las regiones situadas al Norte de sus trayectorias esa rotacion de vientos contraria al movimiento del Sol que Dove consideraba como una excepcion de la ley que habia formulado. En realidad, al Sur de las mismas trayectorias tiene efecto la sucesion inversa, como lo indica la ley más general de la rotacion de los ciclones. Pudiera citarse como ejemplo la memorable tempestad de los dias 4 y 5 de diciembre de 1879, que llegó á las costas de Francia por la desembocadura del Loira, atravesó dicho país de Sudoeste á Nordeste, se inclinó luégo al Este, y el 6 llegó á la Rusia meridional, despues de cubrir de nieve el mediodía de Francia, Austria y Alemania. A consecuencia de este ciclon se estableció en la mayor parte de Europa el régimen de fuertes presiones y de bajas temperaturas que dió lugar al riguroso invierno de 1879-80.

Hemos dicho que las tormentas están á menudo en íntima dependencia de los temporales de cierta importancia; por consecuencia, su prevision está enlazada con la de los temporales mismos; pero claro es que no puede entenderse sino con respecto al estado probable de una region, sin que se pueda decir nada acerca de una localidad determinada. Los observadores de

esta localidad son los que, una vez avisados de la proximidad de un temporal, han de tener en cuenta todas las circunstancias meteorológicas especiales de la localidad en que se encuentran, y combinando estas observaciones con los pronósticos deducidos del aspecto del cielo, les

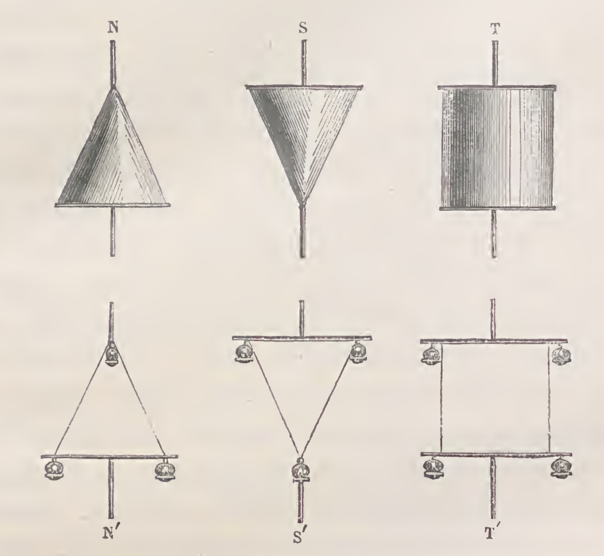


Fig. 219.—Señales de alarma: NN′, vendaval del Sur; SS′, vendaval del Norte; TT′, tempestad

será con frecuencia posible completar la prediccion relativa á una tormenta próxima (1).

Además de estas tormentas que estallan principalmente en la porcion peligrosa de una tempestad giratoria, hay otras que llegan por series á un mismo lugar por espacio de muchos dias consecutivos, desencadenándose durante la estacion de verano, en el seno de una atmósfera tranquila, y sin que el barómetro experimente una fuerte baja. El carácter de estas depresiones, notables por su permanencia y estabilidad, y que puede servir para pronosticarlas, lo expresa M. Mascart en estos términos: «Una dilatada zona de presiones muy uniformes, que se aleja poco de la normal, cubre una gran parte de Europa, y el barómetro está más bajo en el Océano Atlántico.»

Las cartas del tiempo, tal como las publica la Oficina central meteorológica de Francia, son la base de los avisos expedidos telegráficamente á los puertos marítimos y destinados á anunciar á los marinos la proximidad ó la desaparicion de las tempestades. Con tal objeto, esencialmente práctico, Le Verrier discurrió y organizó desde su orígen este servicio. A los pocos años (1861) se estableció en Inglaterra un servicio análogo bajo la direccion del almirante Fitz-Roy, y la mayoría de las naciones civilizadas, siguiendo este doble ejemplo, han prestado á porfía su concurso para una obra de utilidad general que tiende á universalizarse en todo el globo.

La Oficina central meteorológica de Francia expide á los puertos dos veces al dia telégramas que indican la direccion del viento, el estado del mar en los diferentes puntos del litoral, y si á ello hay lugar, la inminencia de un temporal indicado por la existencia en alta mar de una depresion barométrica. Estos despachos se exponen á la vista de los marinos, armadores, pescadores, etc. La Oficina meteorológica de Lóndres da tambien avisos de tempestades, y en las estaciones amenazadas se izan señales de alarma con arreglo á un sistema muy sencillo ideado por el almirante Fitz-Roy, cuya des-

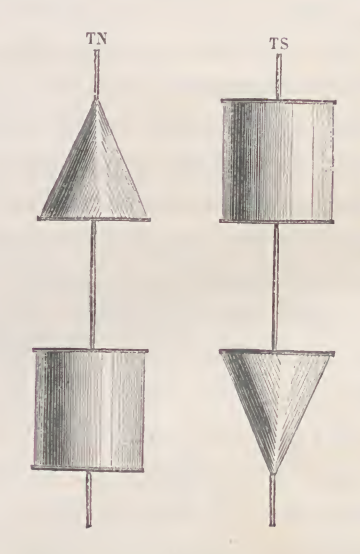


Fig. 220.—Señales de tempestades: TN, procedente del Sur; TS, procedente del Norte

(1) Así lo expresa acertadamente Roberto Scott en su libro *Cartas del tiempo y avisos de tempèstades.* «En cuanto á prever si tal ó cual tarde lloverá ó hará buen tiempo, que es lo que principalmente desea el público saber, es indudable que las cartas, que en muchas estaciones datan de la víspera, no pueden ser de gran utilidad. Además, los fenómenos que comprendemos bajo la denominacion general de *tiempo* dependen con frecuencia en gran parte de la naturaleza y de la conformacion del suelo en las cercanías del sitio en que se halla el observador, de suerte que un lugar estará más expuesto á la lluvia durante un tiempo revuelto, al paso que otro tendrá condiciones más favorables para que se formen nieblas estando el aire en calma. Como semejante tendencia excepcional está relegada á una localidad especial, y no pertenece á los fenómenos producidos en todas las estaciones por el sistema de circulacion entónces predominante, es necesario que el observador que quiere prever el tiempo, averigüe en qué condiciones se presentan estas particularidades, porque seria inútil aplicar reglas generales para darse cuenta de la significacion de los fenómenos que tienen un carácter puramente local.» Estas advertencias, verdaderas en cuanto á la generalidad de los fenómenos meteorológicos, lo son en especial para las tormentas locales.

cripcion y figuras, tomadas de la obra de R. Scott, *Las cartas del tiempo*, son las siguientes:

Estas señales se componen de un cono y un cilindro, cada uno de los cuales tiene un metro de diámetro y otro de altura y están hechos de lona. Izados durante el dia en el mástil de los semáforos, el cono tiene la apariencia de un triángulo y el cilindro la de un cuadrado. El cono solo, *con la punta hácia abajo*, indica un *vendaval probable del Sur* (del S.E. por el S. al N.E.); pero si está situado con la *punta hácia arriba*, el cono solo indica *vendaval del Norte* (del N.O. por el N. al S.E.). Si, en lugar de un vendaval más ó ménos fuerte, se ha de anunciar un temporal, un ciclon, la señal empleada es el cilindro, pero jamás se le iza solo, sino acompañado del cono. Si se coloca éste *debajo, con la punta hácia abajo*, el temporal viene del Sur; si *encima del cilindro* y *con la punta hácia arriba*, el temporal llega del Norte. Tales son las señales de alarma que se ponen de dia y que deben estar á la vista durante cuarenta y ocho horas á partir del momento en que se ha expedido el despacho, y cada dia hasta el crepúsculo. Entónces las reemplazan las señales de noche, consistiendo la primera en tres fanales y la segunda en cuatro, que se suspenden de unos marcos izados al mástil del semáforo, aquella en forma de triángulo y esta en la de cuadrado, figurando por consiguiente el cono y el cilindro por la colocacion de sus luces. Poniéndolos en lo alto de los semáforos del mismo modo que estos, dan las mismas indicaciones de vendavales ó temporales probables, con la direccion que traen las perturbaciones que se esperan.

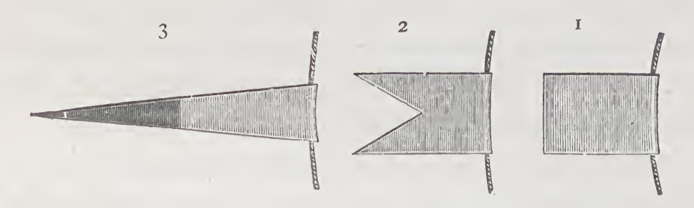


Fig. 221.—Señales de alarma: 1, tiempo dudoso; 2, mal tiempo; 3, buen tiempo

En Francia se han adoptado como señales de alarma las representadas en las figuras 321 y 322, cuya significacion es la siguiente:

1 BANDERA AMARILLA: *Tiempo dudoso, el barómetro con tendencia á bajar;*

2 GALLARDETE ENCARNADO: *Mala apariencia, mar gruesa, el barómetro baja;*

3 GRÍMPOLA AMARILLA Y AZUL: *Apariencia de bonanza, el termómetro sube;*

4 CILINDRO NEGRO: *Temporal que amenaza la costa.*

Entre los dos sistemas, nos parece que debe darse la preferencia al de Fitz-Roy, no tan sólo por su mayor sencillez, sino porque las indicaciones que da son más precisas; limitándose á anunciar los huracanes y los temporales, agrega además la importante indicacion de la direccion probable en que debe esperarlos la estacion amenazada. Por último, la forma de las señales de dia es siempre la misma desde cualquier punto que se las vea, y las señales de noche reproducen la forma de las de dia. Seria de desear que todas las naciones marítimas adoptaran este sistema de avisos.

Limitémonos á estos datos sucintos, que por lo demás tendrán la ventaja de mostrar la utilidad de los servicios meteorológicos, basados en el cambio cotidiano de las observaciones simultáneas. El interés científico de este cambio no es menor, por cuanto así se acumula una masa enorme de documentos cuya discusion encontrará á menudo mayores facilidades en la comparacion de las *cartas del tiempo*.

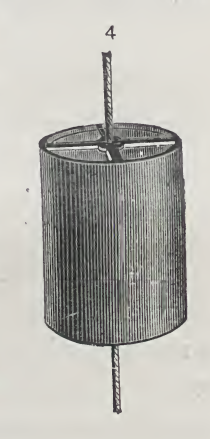


Fig. 222.—Señal de alarma anunciando una tempestad.

Por lo que respecta á los pronósticos á plazo breve, la posicion geográfica de los puntos á donde convergen los despachos telegráficos de todas las estaciones de cada red tiene una importancia que se comprenderá fácilmente. Las oficinas meteorológicas de Paris y de Lóndres están situadas al Oeste de Europa y á corta distancia de los límites occidentales de las costas del Atlántico, y ya hemos visto que la mayoría de los temporales llegan á Europa precisamente en esta direccion; tienen su orígen en

medio del océano, es decir, en una region en que no hay estaciones meteorológicas. Los datos más preciosos serian los que permitieran prever la llegada de las perturbaciones con muchos dias de anticipacion. R. Scott, secretario del *Meteorological Office* de Lóndres, se lamenta de esta falta de documentos que son los más útiles para el funcionamiento del sistema. «Estamos mal provistos de estaciones, dice, en la costa Oeste de Irlanda y de Escocia, en cuyo distrito convendria tener con anticipacion el anuncio de las mudanzas de tiempo. Pero, en primer lugar, la comunicacion telegráfica está poco desarrollada en estas regiones casi desiertas, y en segundo lugar, los sitios habitados se hallan en bahías abrigadas, donde con dificultad se conoce la verdadera fuerza del viento, pues que pocas casas pueden soportar la violencia de un temporal de invierno del Atlántico. Los observadores no pueden, pues, enviar datos suficientemente exactos relativos á la direccion y á la fuerza del viento, dada la posicion de la estacion. Valentia está situada á orillas del mar en un paso estrecho rodeado de altas colinas. En Greencastle, la elevada tierra de Innishowen rompe la fuerza de los vientos del Sudoeste y del Oeste. Ardrossan es una buena estacion, pero se halla léjos de la desembocadura del Clyde, y por lo ménos á cincuenta millas en línea recta del punto occidental extremo de Islay. No tenemos otra estacion hasta llegar á la de Stornoway, en la isla de Lewis.»

Paris está situado por este concepto poco más ó ménos como Lóndres, con la diferencia de que esta capital si se halla en mejor posicion para recibir avisos de la llegada de los temporales que abordan á Europa por las islas Británicas, en cambio aquella puede trasmitir con mayor rapidez y anticipacion á Lóndres las que se acercan por la península Ibérica ó el golfo de Gascuña. Segun M. Mascart, los avisos marítimos que tienen por objeto principal la direccion y fuerza del viento, aciertan por término medio 83 veces de cada 100. En cuanto á las probabilidades de lluvia, de tormentas, de buen tiempo, noticias que reclaman sobre todo las estaciones agrícolas, su resultado no es tan seguro, pues que sólo llega al 78 por 100. Hé aquí, segun Scott, la proporcion por 100 de los avisos justificados ó no por el tiempo real, durante los años 1873 y 1874, y expedidos por el *Meteorological Office* de Lóndres á los puertos del Reino Unido:

	AVISOS JUSTIFICADOS			
	Tempestades ó fuertes vendavales	Vientos moderados	Total	Avisos tardíos ó no justificados
1873.	45,2	34,0	79,2	20,8
1874.	45,4	32,8	78,2	21,8

Por estas cifras se ve que, á pesar de la situacion desfavorable de los dos grandes centros meteorológicos el número de pronósticos exactos es relativamente considerable y justifica los sacrificios hechos para el desarrollo de estos importantes servicios.

Hemos visto que los temporales y ciclones atraviesan de Oeste á Este el continente de la América del Norte, habiendo recorrido así gran extension de país cuando llegan á los puertos del Atlántico en la costa oriental. Así es que el servicio de avisos meteorológicos, tan admirablemente organizado por el general A. Myer, y cuya oficina central está en Washington con el nombre de *Signal Office*, funciona en los Estados Unidos con una regularidad y un éxito que sobrepujan á cuanto se ha podido hacer en la Europa occidental, anotando diariamente en el Boletin que sirve para la construccion de las cartas sinópticas, las observaciones simultáneas de unas 400 estaciones (1), distribuidas en toda la extension de aquel dilatado territorio. Aparte de la ventaja

(1) 140 estaciones meteorológicas que dependen directamente de la Oficina central y 240 pertenecientes á observadores voluntarios cambiaban en 1878 tres despachos diarios con Washington para noticiar la presion atmosférica. Diariamente se hacen observaciones rigurosamente simultáneas á las 7 h. 35 m. de la mañana y á las 11 h. de la noche (tiempo medio de Washington). Tan luégo como se reciben, se trascriben á unas cartas sinópticas en donde se trazan las isobaras, y se discuten de modo que se puede trasmitir telegráficamente á 20 estaciones principales el tiempo probable del dia siguiente. Cada estacion á su vez hace imprimir rápidamente las previsiones, teniendo en cuenta las circunstancias locales. Los boletines, despachados con el primer correo de la mañana, se fijan en 10,000 administraciones de correos. Una consignacion oficial de 1.750,000 francos basta para atender á los gastos de esta magnífica organizacion.

de la situacion geográfica de la Oficina central, el servicio meteorológico americano se aprovecha tambien de la regularidad mayor que caracteriza los movimientos de los temporales en la porcion del continente á que está adscrito.

Para dar una idea de la utilidad práctica de esta clase de pronósticos y de los servicios que prestan diariamente á los Estados Unidos, vamos á citar, tomándolo de un trabajo de un oficial encargado de la inspeccion anual de las estaciones meteorológicas del *Signal Office*, algunos hechos característicos.

En New-Haven (Connecticut), los habitantes han exigido que la estacion telegráfica prestase servicio permanente para recibir lo más pronto posible las probabilidades del tiempo para publicarlas en los periódicos de la mañana. En Cape-May (New-Jersey) se ha comprobado que, gracias á las predicciones de lluvia y de mal tiempo se puede evitar todos los años la pérdida de una enorme cantidad de trabajo y de materiales en la construccion de las casas. El secretario del tribunal de comercio de Nashville (Tennessee) ha declarado que los comerciantes, ántes de enviar sus mercancías por los rios, acuden á la oficina del *Signal Service* para informarse de la altura del agua y de las probabilidades de crecida ó descenso de su nivel, lo cual aumentaria mucho los riesgos y el tipo de los seguros. En Lynchburn (Virginia), uno de los grandes centros del cultivo y elaboracion del tabaco, los fabricantes consideran las *probabilidades* del tiempo comunicadas por el *Signal Service* como verdaderas *certidumbres*. «Así es que se rigen enteramente por ellas para poner á secar las hojas de tabaco ó para retirarlas. Los fabricantes declaran de unánime acuerdo que de este modo pueden evitar ahora grandes pérdidas de materiales y de mano de obra.» En Memphis (Tennessee), las compañías de ferrocarriles y de trasportes consultan los boletines del tiempo para la direccion de las mercancías que pueden sufrir averías á causa de la lluvia y de los cambios bruscos de temperatura. Un fabricante de ladrillos asegura que teniendo en cuenta las probabilidades del tiempo ha podido á veces evitarse en un dia pérdidas por valor de 1,000 á 1,500 francos. Las personas dedicadas á la industria del algodon acuden de continuo á la oficina para adquirir informes sobre el tiempo, la temperatura, la cantidad de lluvia caida en los distritos algodoneros. Gracias á los avisos del *Signal Service*, los habitantes de las orillas del Mississippí pueden evitar en parte, no tan sólo las pérdidas materiales que causan las inundaciones, sino tambien las que ni el dinero ni la caridad pueden reparar: las vidas humanas.

En un pueblo tan eminentemente práctico como el de los Estados Unidos, no es de extrañar que se haya generalizado con rapidez la costumbre de consultar los despachos meteorológicos diarios. Las más pequeñas poblaciones se sirven de ellos, y se ha calculado que bastaria hacer pagar á cada una de ellas la cantidad de 1 fr. 50 como precio del boletin fijado cada dia en la administracion de correos, para cubrir los gastos del servicio, gastos que, segun hemos dicho, ascienden á 1.750,000 francos. En Europa todavía no estamos á esa altura. Sin embargo, los servicios prestados por los Boletines del tiempo, por las cartas meteorológicas y sobre todo por los avisos de tempestades trasmitidos á los puertos marítimos son ya de entidad, y pecuniariamente hablando, exceden con mucho á las sumas invertidas en organizar y hacer funcionar el sistema. Desde el punto de vista científico su utilidad no es menor.

Veamos ahora si puede confiarse en prever el tiempo más allá de uno ó dos dias, y digamos una palabra acerca de las tentativas hechas para dar avisos á más largo plazo.

IV

PRONÓSTICOS DEL TIEMPO Á LARGO PLAZO

El sistema de avisos del tiempo ó previsiones á corto plazo, tal como se practica en Europa y en América, está basado enteramente, segun acabamos de ver, en el uso de la telegrafía eléctrica, empleada por una parte en reunir el mayor número posible de observaciones simultáneas y en servirse de ellas para construir cartas sinópticas del tiempo; y por otra, en reexpedir á las estaciones telégramas de prevision redactados en virtud de la discusion de las cartas. Esta discusion está á su vez basada en el hecho de que, en nuestro hemisferio Norte, tanto en América cuanto en Euro-

pa, los temporales marchan generalmente de Oeste á Este, y que los vientos se suceden segun la ley de rotacion de Buys-Ballot. Como la velocidad de trasmision telegráfica es infinitamente mayor que la del movimiento de traslacion de las perturbaciones, los avisos pueden llegar á una estacion determinada con toda la anticipacion equivalente á la diferencia de ambas velocidades, es decir, de uno á dos dias ántes. Esta es la prevision ó pronóstico á corto plazo. ¿Se puede obtener más? Hé aquí la respuesta á esta pregunta tal cual la formulaba Scott hace algunos años. «No hace mucho tiempo, dice, que una persona me rogó que preparase para un periódico recien fundado la prevision del tiempo con una semana de anticipacion. En vista de mi negativa me hizo observar que el almirante Fitz-Roy habia dado avisos con tres dias de anticipacion, y que en la actualidad debíamos de ser capaces de duplicar este período. Pero aquella persona ignoraba que los pronósticos del almirante no siempre salieron ciertos, y que por lo mismo hubo de interrumpirlos.»

Ya hemos visto la razon de esta reserva: las redes meteorológicas de la region Oeste de Europa no saben casi nada acerca del estado del tiempo en el Océano Atlántico. Seria preciso que pudieran hacerse extensivas á todo este Océano, ó por lo ménos que estuviesen en comunicacion directa por el Sudoeste con las islas Azores, por el Norte con las Feroe, Islandia y Groenlandia, y por el Oeste con las Bermudas y Terranova. En esta última isla y en las Azores se han hecho ya algunas tentativas con tal objeto, pero no han dado resultado. Hace algunos años que el periódico norte-americano *The New-York Herald* envia á sus corresponsales de Paris y Lóndres telégramas en que les anuncia las tempestades y borrascas que atraviesan el litoral oriental de la América del Norte, y que al parecer deben llegar á los pocos dias al litoral opuesto, es decir, á las costas occidentales europeas. Estos anuncios son indudablemente preciosos y el generoso é inteligente director del *Herald*, M. J. G. Bennet, merece los más calurosos parabienes por su iniciativa. Pero ¿hasta qué punto se puede contar con la exactitud de estos pronósticos á plazo ya notablemente largo? Basándonos en las averiguaciones hechas con este objeto por M. E. Loomis, así como en las del ilustrado director del Instituto danés M. Hoffmeyer, hé aquí la respuesta que se puede dar á tan interesante pregunta. Segun el meteorologista americano, «cuando las tempestades de la América del Norte pasan al Océano Atlántico, experimentan por lo comun grandes cambios en muy pocos dias, siendo con frecuencia como absorbidas por otras tempestades que parecen nacer en el mar, de suerte que rara vez se puede seguir una tempestad en todo su paso por el Atlántico.» En concepto de Loomis, cuando una depresion se aleja de los Estados Unidos sólo hay una probabilidad contra nueve de que llegue á Inglaterra; de que produzca una tempestad, 1 contra 6, y una brisa fresca, 1 contra 2.

Para comprender la importancia de las previsiones de procedencia americana, M. Hoffmeyer ha estudiado el conjunto de las depresiones observadas por espacio de 21 meses (setiembre á noviembre de 1873 y diciembre de 1874 á marzo de 1876). Las 285 depresiones que durante este período han atravesado la region comprendida entre los 10° de longitud Este y los 60 de longitud Oeste (meridiano de Greenwich), se subdividen del modo siguiente:

23, ó sean 8 por 100 proceden de las regiones árticas (bahía de Baffin, estrecho de Davis);

223, ó sea 44 por 100 proceden de la América del Norte y del Canadá;

25, ó sea 9 por 100 proceden de las regiones tropicales (Azores hasta Terranova);

106, ó sea 37 por 100 proceden del Atlántico, por segmentacion;

5, ó sea 2 por 100 se han formado en alta mar.

En resúmen, el 61 por 100 de los temporales procedian del continente americano, y el 39 por 100 se habian formado en el mar.

De estas 285 perturbaciones, 145 ó sea poco más de la mitad pasaban de los 10° long. O., es decir, habian llegado á Europa; pero de este último número, ménos de la mitad (47 por 100) se habian podido observar en América. Así pues, los avisos de Nueva-York no pueden anunciar más que algo ménos de la mitad de las tempestades que llegan á Europa. Por lo que respecta á la direccion de las trayectorias y á los lugares amenazados, la probabilidad de que una perturbacion que sale de los Estados Unidos

haga sentir sus efectos en Europa, es de 1 contra 3 para Noruega, 1 contra 4 para las islas Británicas, 1 contra 7 para Francia y 1 contra 11 para Portugal.

Lo que contribuye en gran manera á esta dificultad son las variaciones que las depresiones sufren en su marcha por el continente americano, por el Océano y por el continente europeo. En la primera parte de su trayecto, las áreas de alta presion que las preceden ó las siguen comunmente, segun hemos visto, se desvian fácilmente al Este, de suerte que en América los anticiclones no entorpecen la marcha de las borrascas. La observacion ha demostrado que no sucede lo propio en el Atlántico y en Europa; allí las áreas de alta presion manifiestan marcada tendencia á mantenerse estacionadas, resultando de aquí que detienen y repelen á las depresiones en su marcha, obligándolas, ya á segmentarse en depresiones secundarias, ó ya á dar un rodeo más ó ménos largo para proseguir su camino hácia el Este. La incertidumbre en que se está de estas modificaciones es lo que ha privado en gran parte de su probabilidad á los pronósticos americanos. Para obviar estas dificultades, M. Hoffmeyer cree que se necesitaria extender la red americana hasta las Bermudas y enlazar con la red europea, por una parte las Azores, y por otra las islas Feroe, la Islandia y la punta meridional de Groenlandia. En su concepto, la casi totalidad de los temporales pasan bastante cerca de una ú otra de estas estaciones para revelar la existencia y la intensidad de la depresion. Reuniendo sus indicaciones en las cartas diarias del tiempo, se tendria la situacion meteorológica general en toda la superficie del Atlántico norte, y el servicio americano podria formular sus pronósticos relativos á Europa con gran probabilidad. El dia en que funcionaran regularmente las comunicaciones telegráficas reclamadas por el sabio danés, se daria un gran paso en la vía de la prediccion del tiempo á largo plazo. Los gastos que se impondrian las naciones civilizadas para establecer estas comunicaciones estarian á no dudarlo ampliamente compensados por los beneficios que reportarian al comercio y á la navegacion.

Si América está mejor dotada que la Europa occidental por lo que atañe á las predicciones que puede hacer el *Signal Service* de Washington, los Estados del Este y los puertos del Atlántico son los que más se aprovechan de esta situacion privilegiada; en cambio, los Estados del Oeste y los puertos del Pacífico sufren como nosotros el inconveniente de no tener aviso de los temporales que llegan ya formados en medio de este océano. Por consiguiente, para que la red de los Estados Unidos estuviese completa se necesitaria que en el Pacífico norte hubiese cierto número de estaciones enlazadas telegráficamente en las costas de California y de México, por ejemplo. Miéntras se espera que este desideratum quede realizado, el *Signal Service* de los Estados Unidos ha tomado la iniciativa, gracias al celo de su director Myer, publicando diariamente observaciones cotidianas que abarcan todo el hemisferio Norte de la Tierra. Unas 500 estaciones, distribuidas con bastante desigualdad por tan dilatada superficie, cambian cada dia un despacho con Washington; las observaciones se hacen en el mismo instante físico, á la hora que corresponde á las 7 h. 35 m. de la mañana tiempo medio del observatorio de dicha ciudad, por ejemplo, las 12 h. 43 m. en Lóndres, las 12 h. 53 m. en París, la 1 h. 33 m. en Roma, la 1 h. 49 m. en Viena, las 2 h. 44 m. en San Petersburgo, las 6 h. 36 m. en Calcuta, las 10 h. 2 m. en Yedo. De este modo, las cartas sinópticas que representan el hemisferio Norte proyectado sobre el Ecuador, son cartas simultáneas; marcan á la vez las isobaras, las curvas de la temperatura del aire, la fuerza y la direccion del viento, de suerte que el meteorologista abarca de una ojeada el estado real de estos diferentes elementos, ó la verdadera situacion atmosférica de una mitad de la Tierra. No hay duda de que en tan preciosos documentos aparecen aún bastantes vacíos; pero no tardará en llegar el momento en que ninguna region algo importante, no tan sólo del hemisferio Norte, sino del globo entero, quede fuera de este cambio de observaciones. Entónces se estará cada vez más cerca de conseguir el objeto práctico de la organizacion de tan inmensa red, á saber, la prevision del tiempo. Verdad es que para que esto suceda será menester que los meteorologistas, fijando sus miras más altas y más allá de lo que sea la utilidad inmediata, y aprovechando la no

interrumpida abundancia de datos, atiendan con preferencia á deducir de estos las leyes de los movimientos de la atmósfera. Segun se ve por el resúmen, sobrado incompleto, que dejamos hecho, se han practicado ya investigaciones con tal propósito, y se vislumbra la posibilidad de descubrir entre los fenómenos complejos que tienen asiento en la envolvente flúida del planeta cierto órden de sucesion en el espacio y en el tiempo.

Si esta esperanza llega á realizarse, no será ya una prevision á pocos dias de plazo resultante tan sólo de la inmensa superioridad de la rapidez de la electricidad sobre la de los meteoros aéreos, sino una prevision que quizás pueda comprender un año, si no dia por dia, cuando ménos estacion por estacion. Entónces podrá decirse, tal como planteábamos la cuestion al principio de este capítulo, que en esta ó en la otra region de la Tierra el verano del año próximo será lluvioso ó seco, y el invierno riguroso ó templado. Agregando las previsiones deducidas de los cambios telegráficos diarios, perfeccionados por el conocimiento cada vez más positivo de las leyes de traslacion de las áreas de alta ó baja presion, se tendrá entónces un sistema completo de avisos del tiempo, propio para prestar á la civilizacion los mayores servicios.

Lo que legitima *à priori* la posibilidad de semejante progreso de la meteorología es la conviccion de que los fenómenos naturales en la superficie de un cuerpo sometido como la Tierra á leyes astronómicas que se pueden considerar como constantes y que en su constitucion íntima tan sólo sufren cambios de gran lentitud, están á su vez sujetos á leyes, y á intervalos más ó ménos largos pasan por fases, ya que no idénticas, por lo ménos muy análogas entre sí. La atmósfera oscila sin cesar, y su movilidad hace muy difícil el que pueda apreciarse el carácter de estas oscilaciones. Pero tambien propende á recobrar su estado de equilibrio, siendo lícito pensar que estudiando largas series de observaciones que comprendan toda la superficie del globo, se llegue á conocer los maxima y los minima de sus oscilaciones así como su periodicidad. Por lo demás citaremos en apoyo de esta opinion, que quizás le parecerá al lector demasiado optimista, la conclusion siguiente de una conferencia dada hace algunos años por M. Mascart sobre la prevision del tiempo.

«Es preciso considerar, dice, la atmósfera como un *conjunto*, cuyas diversas partes están en dependencia recíproca. Al parecer, el estado medio del globo no ha cambiado de un modo perceptible desde los tiempos históricos, de suerte que los fenómenos deben reproducirse siguiendo ciertos períodos y alternar de una region á otra en un mismo hemisferio y de un hemisferio á otro. Lo que se necesitaria pues conocer son las leyes de estas oscilaciones. Para conseguir tan elevado objeto y dar al hombre medios de precaverse de los temibles efectos de las fuerzas naturales, no es pedir demasiado la colaboracion efectiva de todas las naciones civilizadas, de todas las marinas del mundo.»

V

ENSAYOS DE PREVISION DEL TIEMPO Á LARGO PLAZO

Todos los conatos de cuantos hasta ahora han procurado prever el tiempo con mucha anticipacion se han cifrado en encontrar entre los fenómenos naturales á los que se atribuye alguna influencia en la atmósfera terrestre, períodos en que esta influencia pase por un máximum y un mínimum. Conocidos estos períodos, se compulsan los registros meteorológicos, se anotan las observaciones de presion, temperatura, cantidad de lluvia, etc., y se examina si los elementos del tiempo han tenido variaciones concordantes durante los intervalos periódicos en cuestion. Las influencias cósmicas han sido más especialmente objeto de las pesquisas de los investigadores. La creencia popular tan generalizada de la accion de la Luna y de los cambios que acompañan á sus fases, ha dado lugar á muchas indagaciones en las que los unos han pretendido encontrar la confirmacion de tales creencias, y los otros las han combatido como simples preocupaciones. Podria formarse un abultado volúmen con todos los modos de influencia de que se cree dotado á nuestro satélite, si se aceptara todo cuanto la tradicion ha reunido, cuanto los autores antiguos y modernos han escrito acerca de este asunto: la *luna roja* que en la primavera marchita los retoños de las plantas; la luz de la luna llena que disipa las nubes, segun ese refran tan conocido de los ma-

rinos, *la luna se come las nubes;* la influencia de los novilunios en los cambios de tiempo ó más especialmente la accion de cada cuarto sobre la lluvia, sobre la direccion del viento, etc.

Ya se examine la cuestion desde el punto de vista teórico, ó ya se la estudie experimentalmente por la discusion de observaciones que comprendan un intervalo suficientemente largo, es difícil negar que la Luna ejerce en nuestra atmósfera una influencia positiva. Su luz, ó mejor dicho, su radiacion calorífica, áun cuando apénas perceptible en la superficie del suelo, á la cual llega despues de haber perdido á su paso por el aire la parte más intensa de esta radiacion, ó sea la que comprende los rayos oscuros, ejerce quizás cierta accion en los vapores más elevados de modo que justifique el refran ántes citado: tal era la opinion de J. Herschel, y Arago se inclinaba ostensiblemente á convenir en la exactitud de esta explicacion.

Por otra parte, la Luna influye ciertamente en la atmósfera con su masa, y no hay razon para no admitir que haya mareas atmosféricas luni-solares, lo mismo que las hay oceánicas. En este caso, la accion reunida de los astros debe de ocasionar movimientos periódicos análogos á los del mar y que tengan tambien sus maxima y sus minima distribuidos en los mismos intervalos, esto es, grandes mareas en las sizigias, mareas bajas en las cuadraturas, maxima y minima dependientes de la época, equinoccios ó solsticios, distancias perigeas ó apogeas. Mas, suponiendo que estas causas físicas ejerzan en realidad su accion, la cuestion está en saber si se pueden desentrañar de tantas otras influencias preponderantes ó perturbadoras, si afectan de una manera ostensible el barómetro, si modifican la direccion de los vientos y si por ejemplo, se conocen en el número de dias lluviosos, cantidad de lluvia caida, etc. Es sabido que Laplace dedujo de ocho años de observaciones barométricas hechas de tres en tres horas por Bouvard la magnitud del flujo lunar atmosférico y la hora de su máximum de la tarde el dia de la sizigia, viendo que era de un *decimoctavo* de milímetro la magnitud en cuestion, y las *tres* de la tarde el momento de este máximum. Arago ha obtenido un resultado análogo discutiendo veinte años de observaciones de Flaugergue. Há muy poco Bouquet de la Grye ha deducido de numerosas observaciones hechas en Brest que la presion barométrica variaba con la declinacion del astro. Así pues, la influencia de la Luna, aunque muy pequeña, debe ser positiva. ¿Es bastante considerable para producir los cambios de tiempo que el público atribuye á los de lunacion ó de fases? Esta cuestion tampoco deja de ser delicada. La misma frase, *cambio de tiempo*, es bastante vaga. Hanse considerado las cantidades de lluvia ó el número de los dias lluviosos. Las investigaciones hechas desde este último punto de vista por Schubler en Alemania (período de 1781 á 1828), por Pilgram en Viena en 1788, y la discusion de las observaciones de Paris, han demostrado que el número de dias lluviosos es mayor entre el cuarto creciente y el plenilunio que entre el cuarto menguante y el novilunio. En números redondos, la proporcion es de 5 á 6. El máximum del número de dias lluviosos debe corresponder al segundo octante y el mínimum al cuarto menguante. Sin embargo, los resultados de diez años de observaciones obtenidos en Montpellier por Poitevin en 1777 no concuerdan con aquellos, pues segun estos, el máximum ocurre en la luna nueva y en el cuarto menguante, y el mínimum en el creciente. Enrique de Parville se ha ocupado de nuevo en estos últimos años de la cuestion de la influencia de la Luna en el tiempo. En su concepto, esta influencia es cierta, y mayor de lo que se habia creido agrupando series de observaciones cuyos efectos no podian apreciarse precisamente por el modo de agruparlos. A su parecer, lo que importa estudiar especialmente son las variaciones en declinacion de nuestro satélite. Como en las estaciones opuestas la declinacion de la Luna es unas veces boreal y otras austral, su accion tiene efecto en sentido contrario en invierno y en verano; esta accion debe consistir en una desviacion del itinerario de los temporales; pues subiendo ó bajando la trayectoria de las tempestades con relacion al ecuador, deben resultar para un mismo lugar alternativas de bueno ó mal tiempo.

La mayoría de los meteorologistas contemporáneos son escépticos en cuanto se refiere á la posibilidad de deducir alguna conclusion positiva de las influencias lunares, ya porque nieguen estas influencias ó bien porque sólo les

concedan un carácter secundario, considerándolas incapaces de modificar sériamente la marcha de los fenómenos meteorológicos, debidos á causas más poderosas. El párrafo siguiente, tomado de la obra de Mohn, expresa perfectamente esta opinion casi general: «Las señales del tiempo sacadas de las fases de la Luna, de su posicion relativa á los planetas ó del estado del tiempo en ciertos dias del año (por ejemplo, el 27 de junio, dia de los Siete Durmientes), ó tambien del mismo estado diez y nueve años ántes (1), no corresponden á la meteorología práctica, que se basa en investigaciones y hechos científicos. Si se hiciera una cuenta rigorosa del número de veces en que no han resultado ciertas estas señales y profecías del tiempo, y del en que han resultado ciertas, se veria que el error es la regla general y la verdad la excepcion. Si por el contrario, se consideran solamente los casos en que estas señales son exactas, y se hace abstraccion de las que no lo son, se llegará fácilmente á la conclusion contraria. Las reglas prácticas que reposan en tales bases están forzosamente fuera del terreno científico.»

Si la accion de la Luna sobre el tiempo es, cuando no dudosa, por lo ménos tan poco apreciable que aún no se ha podido deducir de ella ningun dato preciso con respecto á la prevision, sucede lo contrario con el Sol, que es el factor ó el agente principal de todos los grandes movimientos atmosféricos. Unicamente las variaciones periódicas y regulares de sus radiaciones luminosas ó caloríficas, variaciones que dependen de su movimiento ó mejor dicho del doble movimiento de la Tierra, no nos enseñan nada más que lo que la experiencia de los siglos nos ha demostrado que es en cada lugar la consecuencia de sus rayos sobre el suelo y de su altura meridiana ó de la duracion de su presencia sobre el horizonte. De antemano se regulan y calculan invariablemente la duracion del dia y de la noche y la de las estaciones astronómicas; pero ya sabemos que las perturbaciones de los elementos meteorológicos carecen de esta regularidad y no se pueden deducir de los períodos astronómicos considerados aisladamente.

Así pues, lo que se ha querido averiguar es si el mismo Sol está ó no sujeto en su actividad propia á variaciones que afectan á las temperaturas terrestres, y que al modificar este elemento, ocasionan cambios correspondientes en todos los demás. Ya en el siglo pasado, W. Herschel planteó la cuestion y procuró descubrir alguna relacion entre el número de las manchas solares y el calor de nuestras estaciones. A falta de documentos suficientes, basóse como es sabido en las variaciones del precio del trigo, que en su concepto seguian las de la temperatura y la mayor ó menor abundancia de las cosechas. En nuestros dias, estas indagaciones han dado un gran paso. Conócese con relativa precision los períodos de maxima y minima de la frecuencia de las manchas del Sol. Segun R. Wolf de Zurich, el período entre dos maxima y dos minima es de 11 1/9 años. La relacion que se ha reconocido entre esta periodicidad, la variacion diurna magnética y los fenómenos de las auroras polares, ha quedado tambien perfectamente establecida, gracias á los trabajos de varios sabios, como Sabine, Gauthier, Wolf y E. Loomis. En una Memoria del profesor J. Brocklesby, presentada en 1875 á la Asociacion americana para el fomento de las ciencias, se consigna una relacion análoga entre la periodicidad de las manchas solares y la cantidad de lluvia en los Estados Unidos. Las lluvias varían con el área de las manchas; exceden del término medio cuando esta área va creciendo, y disminuyen en el caso contrario. Por último, M. Crubs ha comparado, relativamente á un intervalo de un cuarto de siglo (de 1851 á 1876), el número anual de tempestades en Rio Janeiro, habiéndole llamado la atencion la variacion notable presentada por este número que oscila entre 11 y 49, y está caracterizado por dos maxima y dos minima perfectamente definidos. Sin embargo, ántes de deducir algo sobre la realidad de estas relaciones, convendria comprobarlas mediante un número mayor de datos sacados de las observaciones de regiones del globo muy distintas y en épocas diferentes. Sobre todo, seria muy importante averiguar si hay

(1) El período de 19 años es casi el de la revolucion de los nodos de la Luna; tambien se ha recurrido al de 9 años que corresponde al movimiento del perigeo. En el primero, las fases lunares son las que se reproducen en el mismo órden con latitudes iguales; en el segundo, son las distancias perigeas y apogeas. Compréndese por qué se han debido tomar en consideracion estos períodos, toda vez que la accion de la Luna debe depender de su posicion relativa al Sol, ó de su distancia á la Tierra.

una periodicidad de once años que afecte á las temperaturas anuales en todo el globo; y en caso de que así resultara, habria además que demostrar que média cierta concordancia entre las épocas de los maxima y de los minima de las manchas y las del calor terrestre. Hasta ahora no se ha comprobado todavía ninguna relacion de este género; pero si existiera, podria confiarse en formular algunas leyes generales sobre la sucesion de las estaciones futuras, y abordar así, aunque de un modo bastante vago, la solucion de la prevision del tiempo á largo plazo.

Tambien se ha tratado de relacionar con ciertas influencias cósmicas algunas perturbaciones periódicas de la temperatura, como los frios que se sienten en los primeros dias de febrero (hácia el 6), y en los dias 11, 12, 13 y 14 de mayo, y los fuertes calores que sobrevienen hácia el 10 de agosto y el 11 de noviembre (1). Carecemos de espacio para tratar con algunos detalles de estos fenómenos interesantes, por lo cual nos limitaremos á decir que las recrudecencias de frio anormales en nuestros climas observadas durante las primeras quincenas de mayo y de febrero se han atribuido á la interposicion entre el Sol y la Tierra de los enjambres meteóricos de ambas épocas; y las elevaciones insólitas de temperatura de agosto, y sobre todo de noviembre, al paso de nuestro planeta al través de los enjambres conocidos con los nombres de Perseidas y Leonidas. Esta explicacion, presentada por el profesor Erman en lo que concierne á los frios de mayo, ha sido adoptada por muchos meteorologistas, haciéndola extensiva á las demás perturbaciones periódicas de la temperatura. En cambio el astrónomo Mædler no veia en ellas más que una consecuencia del fenómeno de la fusion de los hielos polares y del inmenso consumo de calor que exige; pero claro está que esta explicacion no puede aplicarse más que á los frios de mayo. Sea de ello lo que quiera, vese cuánto puede servir la averiguacion de la periodicidad de estas anomalías para prever su regreso, suministrando así algunos elementos á la solucion del problema que nos ocupa: *prever el tiempo con mucha anticipacion.*

Una periodicidad de mucha mayor extension es la de los *grandes inviernos*, entendiendo por tales aquellos en que el frio ha sido tan seguido como intenso. En nuestra zona templada boreal, los meses de diciembre y enero son los que, por lo comun, se hacen notables por su temperatura excepcionalmente baja y prolongada. El meteorologista Renou publicó en 1861 una Memoria sobre la periodicidad de los grandes inviernos, en la cual, basándose en documentos que le han permitido remontarse hasta el año 1400, ha consignado la notable circunstancia de que los inviernos rigurosos forman grupos naturales de cuatro á seis alrededor de un invierno mucho más riguroso que los otros. Dió á este último el nombre de *invierno central*, y á los que le preceden ó siguen el de *inviernos laterales.* Habiendo hecho esta distribucion con respecto á los cuatro siglos y medio objeto de sus indagaciones, Renou vió que los grandes inviernos se reproducen cada cuarenta y un años poco más ó ménos, áun cuando este período experimenta de vez en cuando una perturbacion que deja mayor intervalo entre los inviernos de un grupo, que entónces son ménos largos y ménos rigurosos. En este caso, siempre hay por término medio un espacio de veinte á veintidos años sin inviernos notables. Los cuatro últimos grandes inviernos ó inviernos centrales han sido los de 1709, 1748, 1789-90 y 1829-30. Renou anunciaba en su Memoria, que «el próximo período de inviernos frios debia sobrevenir en 1871, año más ó ménos.» El resultado justificó su prediccion, y los inviernos de 1870-71 y 1871-72 fueron notables por sus intensísimos frios. Verdad es que el invierno excepcionalmente riguroso de 1879-80 dista algo de los anteriores, lo cual altera el último período.

El período de cuarenta y un años reconocido por Renou, ¿concierne únicamente á los inviernos rigurosos? No, porque en su concepto, «la repeticion de ciertos veranos es tan regular, ó tal vez más, que la de los inviernos; á los cuatro ó cinco años de un invierno central sobreviene un verano notable, en cuyo caso se hallan los de 1753, 1794, 1834 y otros muchos.» Ade-

(1) Los labradores conocen perfectamente estas épocas críticas, que han dado lugar á los proverbios populares relativos á *Santa Dorotea* y á los *Santos de hielo* en cuanto á los frios de febrero y mayo, y á *San Lorenzo* y al *Veranillo de San Martin*, en cuanto á los de agosto y noviembre.

más, «há ya mucho tiempo que los años presentan gran analogía con los que les preceden en unos cuarenta y un años. Por ejemplo, el de 1856 con sus inundaciones desastrosas se pareció mucho al de 1816, cuya distribucion de lluvias fué muy poco diferente. El invierno de 1860 corresponde al de 1820; la primavera de 1862 ha sido la más calurosa desde la de 1822, y el invierno más cálido conocido, el de 1869, sobrevino cuarenta y un años despues del de 1828, cuyo promedio fué casi tan elevado como el de aquel. Naturalmente, en los detalles resultan algunas divergencias; pero considerando en conjunto cierto número de años, la semejanza es muy marcada, sobre todo á medida que nos acercamos al invierno central de 1871. Así pues, de 1862 á 1869, lo propio que de 1821 á 1828, los años presentan promedios de temperatura y de presion atmosférica más elevados y un tiempo más despejado que de costumbre, lo cual es notable para un grupo de ocho años consecutivos.»

En todo esto se trata de las estaciones de la zona templada ó más bien de la Europa occidental; pero seria interesante saber si se da el caso de que haya un período semejante en otras regiones de ambos hemisferios, y en la afirmativa, la correlacion que exista entre las estaciones de regiones apartadas. ¿Confirmaríase, por ejemplo, que un invierno riguroso en Europa corresponde á otro apacible de la América del Norte? ¿Los grandes frios de Groenlandia tendrian su compensacion en la suavidad de la temperatura de nuestros climas? Si en virtud de una estadística suficientemente extensa se comprobaran semejantes relaciones, hoy supuestas más bien que averiguadas, faltaria saber si son la consecuencia natural de la distribucion sucesiva de las áreas de altas y bajas presiones en la superficie de los continentes y de los mares. M. Teisserenc de Bort ha empezado á estudiar esta distribucion de las isobaras en el tiempo y en el espacio. Comparando las series de las cartas meteorológicas simultáneas en que se marcan, ya las isobaras de cada dia, ó ya las isobaras medias de las estaciones y de los meses, ha averiguado que hay varios tipos que se reproducen en épocas más ó ménos lejanas y que presentan condiciones á propósito para originar anomalías de temperatura. Sábese, por ejemplo, que en una gran parte del hemisferio boreal hay en invierno dos áreas de alta presion que por lo comun ocupan, la una el *maximum oceánico*, toda la region comprendida entre las Azores, Madera y España, hasta las Bermudas; la otra, Siberia; y luégo un *minimum oceánico*, situado entre Islandia y Groenlandia. Pues bien, estos grandes centros de accion no ocupan siempre los mismos puntos en una estacion dada, sino que cambian más ó ménos de lugar alrededor de su posicion media. Si estos cambios son bastante considerables y de duracion persistente, resulta una alteracion en el carácter de la estacion en que ocurren. Combinando M. Teisserenc de Bort las diferentes posiciones relativas de los maxima y minima en cuestion, ha visto que se podia reconocer en ellos cinco caracteres principales, tres de los cuales caracterizan los inviernos rigurosos de Europa, y dos los inviernos apacibles de la misma region (1).

Vese por esta breve reseña de indagaciones tan interesantes como originales que se puede acometer el problema de la prevision del tiempo á larga fecha por muy distintos métodos. Claro está que si se logra determinar una ley de sucesion en la agrupacion de las presiones, llamadas *tipos de isobaras* por el meteorologista que acabamos de citar, ya para una region limitada ó más bien para un hemisferio entero, será posible decir de antemano cuáles han de ser los tipos predominantes de una ó muchas estaciones, caracterizándolas así, al ménos de un modo general.

Otro meteorologista francés, M. de Tastes, que ha hecho eruditas investigaciones sobre las leyes de la circulacion atmosférica general, considera la misma cuestion de un modo que pre-

(1) Véase cómo define estos cinco tipos principales, citando ejemplos de las épocas en que han predominado:

«TIPOS FRIOS. — A. *Frio y seco.*— Desviacion del maximum de la isla de Madera y aproximacion del de Asia. Ejemplo: enero de 1838.

»B. *Frio y seco.*—Desviacion del maximum de la isla de Madera y alteracion del de Asia hácia el Ural. Ejemplo: diciembre de 1879.

»C. *Frio y húmedo.*—Desviacion del maximum oceánico hácia el Norte en las islas Británicas y bajas presiones en el Mediterráneo y en Austria. Ejemplo: la primera quincena de diciembre de 1871.

»TIPOS CALUROSOS. — D. Desviacion de las altas presiones de la isla de Madera hácia el Oeste, y bajas presiones oceánicas que se extienden al Norte de Europa y áun de Asia. Ejemplos: diciembre de 1868: diciembre de 1880.

»E. Bajas presiones oceánicas en las islas Británicas, y el maximum de Asia avanzando hácia el Norte de Rusia. Ejemplo: diciembre de 1876.» *(Anales de la Oficina central meteorológica para 1881.)*

senta bastante analogía con el de Teisserenc de Bort. Atribuyendo los cambios de lugar de las áreas de alta presion á la repulsion de los grandes circuitos aéreos del Atlántico y del Pacífico, ya contra el continente americano, ó bien contra el de Europa ó Asia, segun que una ú otra de estas corrientes predomine, estima que buscando la ley de las oscilaciones *de largo período* de nuestra atmósfera al rededor de un estado de equilibrio medio, se conseguirá formular algunos pronósticos generales sobre las estaciones y su carácter. Los inviernos de nuestra zona templada boreal están bajo la inmediata dependencia de las trayectorias de los temporales que nos llegan del Atlántico. Cuando la direccion de estas trayectorias está inclinada de Sudoeste á Nordeste, es decir, cuando los temporales llegan á nuestras costas por el Golfo de Gascuña para pasar de allí á las islas Británicas y á la península escandínava, se nos presentan por su borde oriental; los vientos que predominan son del Sudoeste, y los inviernos son sumamente benignos. Por el contrario, si la trayectoria de los temporales corta la Europa de Noroeste á Sudeste ó de Oeste á Este, su borde meridional es el que pasa por nuestros países, y los vientos dominantes de entre Oeste y Norte, traen consigo un aire que ha barrido la superficie del Océano á la altura de las Feroe ó de las Orcadas, ocasiona la sequía si reinan en verano, ó un invierno riguroso si es en la estacion opuesta. Habiendo observado M. de Tastes, desde julio de 1870, el predominio de este segundo estado de la atmósfera en Francia entre agosto de 1869 y julio de 1870, no titubeó en deducir de él la probabilidad de un invierno muy frio, y acerca de este asunto se expresaba en los siguientes términos: «Casi es inútil decir que la persistencia de la situacion actual de las corrientes atmosféricas haria del invierno de 1870 á 1871 uno de los grandes inviernos del siglo.» Los hechos vinieron á justificar legítimamente este vaticinio.

Dejaremos aquí la cuestion de la prevision del tiempo á largo plazo, cuya solucion está sin duda muy remota, pero que los meteorologistas más expertos y más al corriente de los progresos de la ciencia (1) no consideran hoy como imposible.

CAPÍTULO VI

LOS CLIMAS

I

LOS CLIMAS ASTRONÓMICOS

Lo que ahora tendríamos que decir para terminar el cuadro de los fenómenos meteorológicos y la exposicion de sus leyes, consistiria nada ménos que en reunir en un solo haz para cada region de la Tierra, todos los datos diseminados, todos los elementos que hemos estudiado separadamente hasta aquí, como presion de la atmósfera, con sus diferentes variaciones mensuales y anuales, temperaturas media y extremas del suelo, del aire, de las aguas durante el dia y la noche y las estaciones, higrometría, nubes y nieblas, lluvias y nieves, vientos, tormentas, temporales, etc., etc. Todo este conjunto de fenómenos, que sólo se logra separar unos de otros merced á la observacion y al análisis científico, y medirlos aisladamente por medio de procedimientos, métodos é instrumentos apropiados, contribuye sin excepcion á formar lo que se ha convenido en llamar *clima*.

En otro tiempo el clima sólo comprendia un elemento variable; la mayor ó menor altura meridiana del Sol en las distintas épocas del año; los astrónomos y los cosmógrafos lo consideran todavía desde este punto de vista, y

(1) Para dar una idea del valor de estos progresos, bastará poner en parangon los hechos que hemos relatado en los diferentes artículos de este capítulo con las siguientes líneas que Francisco Arago estampó al principio del libro XXIII de su *Astronomía popular:* «Si se pueden explicar los fenómenos de las estaciones en cuanto presentan de general, hay un gran número de casos que modifican accidentalmente las circunstancias meteorológicas en que vivimos. Por esto se ve el astrónomo en la imposibilidad absoluta de anunciar con alguna certeza el tiempo futuro, y no ya con un año, con un mes ó con una semana, sino hasta con un solo dia de anticipacion.» Acabamos de ver que si los meteorologistas no se atreven á pronosticar con seguridad el tiempo que hará con muchos dias de anticipacion, por lo menos pueden vaticinarlo con creciente probabilidad.

efectivamente, en este caso nada es tan fácil de definir con el rigor matemático que resulta del punto de vista en que aquellos se colocan, como los *climas astronómicos*.

En su marcha aparente al Sur y al Norte del ecuador, se acerca el Sol dos veces al año, al trópico de Cáncer en el hemisferio boreal hácia el 20 de junio, y al trópico de Capricornio en el austral hácia el 21 de diciembre. Trazando los círculos paralelos al ecuador que limitan las regiones en que llega el astro hasta el zenit en las dos épocas solsticiales y aquellas en que rasa solamente el horizonte á la hora del medio dia, se tienen las cinco zonas ó climas astronómicos de los geógrafos antiguos: la *zona tórrida*, comprendida entre los dos trópicos; las dos *zonas templadas*, una *boreal* y otra *austral*, comprendidas entre cada trópico y el círculo polar del mismo hemisferio, y por último, las dos *zonas glaciales*, ártica y antártica alrededor de cada polo.

Esta primera clasificacion de los climas era natural. Referíase todo á la accion del Sol, á su presencia más ó ménos prolongada en el horizonte de cada lugar, y á la mayor ó menor oblicuidad de sus rayos sobre la tierra. No cabe negar que este es un elemento preponderante del clima; el que se apreciaba mejor en el órden natural del progreso de los conocimientos, y el primero que debia medirse con precision, por cuanto, en cada lugar, se reducia á la medida de la latitud, ó de la altura del polo sobre el horizonte. De este modo todo resultaba simétrico, á uno y otro lado del ecuador (1), y si todo era tan sencillo, si el clima no sufria más influencia que la de este solo factor, ó sea la altura del sol y la duracion de su presencia sobre el horizonte, claro es que la climatología no seria más que un capítulo de la cosmografía.

II

CONDICIONES DE DIVERSIDAD DE LOS CLIMAS METEOROLÓGICOS

Pero dista mucho de suceder así. Aun considerando únicamente el elemento de la temperatura, sábese que no está distribuida en la Tierra en razon tan sólo de las diferencias de latitud. El trazado de las líneas isotermas que marcan las temperaturas medias del año, las de las estaciones y de los meses, y sobre todo las diferencias que median entre las extremas, nos proporciona datos exactos por este concepto. Estas líneas ni son paralelas al ecuador, ni paralelas entre sí, y sus inflexiones llevan el sello de múltiples influencias. Como dice Humboldt, «la naturaleza de estas inflexiones, los ángulos bajo los cuales las líneas isotermas, isoqueras é isoquimenas cortan los círculos de latitud, la posicion del vértice de su convexidad ó de su concavidad con relacion al polo del hemisferio correspondiente, son efectos de causas que modifican más ó ménos poderosamente la temperatura en las diferentes latitudes geográficas.

¿Cuáles son estas causas? Varias veces hemos hecho mencion de las más importantes; pero vamos á reproducir su enumeracion, separándolas, como lo ha hecho el ilustre autor del *Cosmos*, en dos clases, segun que tiendan á elevar ó á bajar la temperatura de la region en que ejercen su influencia. La primera clase comprende:

«La proximidad de una costa occidental en la zona templada;

»La configuracion particular de los continentes cuyas costas forman muchas penínsulas;

»Los mediterráneos y los golfos que penetran profundamente en las tierras;

»La orientacion, es decir, la posicion de una tierra relativamente á un mar libre de hielo, que se extiende más allá del círculo polar, ó con relacion á un continente de considerable extension, situado en el mismo meridiano, en el ecuador ó por lo ménos en el interior de la zona tropical;

»La direccion Sur y Oeste de los vientos reinantes, si se trata del borde occidental de un continente situado en la zona templada; las cadenas de montañas que sirven de baluarte y de abrigo contra los vientos que llegan de países más frios;

»La escasez de pantanos y lagunas, cuya su-

(1) Como la órbita de la Tierra no es un círculo, sino una elipse, las distancias del Sol á nuestro planeta varían constantemente, y por consecuencia la intensidad de su radiacion ó de su accion calorífica. La Tierra recibe más calor hácia el 1.° de enero, cuando está en el perihelio, y ménos en el afelio, ó sea hácia el 1.° de julio. Por consiguiente, el invierno boreal es ménos riguroso que el austral y el verano ménos caluroso; pero estas desigualdades están compensadas por la diferencia de duracion de las estaciones del mismo nombre en ambos hemisferios, por lo cual se admite que uno y otro reciben el mismo grado de calor en el trascurso del año.

perficie queda cubierta de hielo hasta la primavera y hasta el principio del verano;

»La falta de bosques en un suelo seco y arenoso; la serenidad constante del cielo durante los meses de verano; por último la proximidad de una corriente pelágica, si esta corriente trae consigo aguas más calientes que las del mar circunvecino.»

Entre las causas capaces de hacer bajar la temperatura media, Humboldt enumera:

«La altura sobre el nivel del mar de una region en la que no hay grandes mesetas;

»La proximidad de una costa oriental, para las latitudes altas y medias;

»La configuracion compacta de un continente cuyas costas carecen de golfos;

»Una gran extension de tierras hácia el polo y hasta la region de los hielos permanentes, á no ser que entre la tierra y esta region haya un mar constantemente libre en invierno;

»Una posicion geográfica tal que las regiones tropicales de igual longitud estén ocupadas por el mar, ó en otros términos, la carencia de toda tierra tropical en el meridiano del país cuyo clima se trata de estudiar;

»Una cordillera que por su forma ó por su direccion no dé libre acceso á los vientos cálidos, ó tambien la inmediacion de picachos aislados, á causa de las corrientes de aire frio que bajan por sus vertientes;

»Las selvas de gran extension, por cuanto impiden que los rayos solares lleguen al suelo, aparte de que sus órganos apendiculares (las hojas) suscitan la evaporacion de gran cantidad de agua, en virtud de su actividad orgánica, y aumentan la superficie capaz de enfriarse por via de radiacion. Así pues, las selvas influyen de tres modos: por su sombra, por su evaporacion, y por su radiacion;

»Las numerosas lagunas que forman en el Norte, hasta mediados del verano, verdaderos glaciares en medio de las llanuras;

»Un cielo de verano nebuloso, porque intercepta parte de los rayos del sol;

»Un cielo de invierno muy despejado, porque favorece la radiacion del calor.»

Estas causas múltiples, cuya accion simultánea basta para explicar, en concepto de Humboldt, todas las inflexiones de las isotermas, es decir, la variedad de los climas en cuanto dependen de la temperatura, pueden referirse á tres clases de influencias, la del suelo, la de las aguas y la del aire ó de los vientos.

Por lo que respecta al suelo y á las aguas, se desprende de cuanto hemos visto al hablar de sus temperaturas respectivas, que la desigualdad de su distribucion en la superficie del globo terráqueo es el principal factor que interviene en la distribucion del calor mismo, ya entre los dos hemisferios ó ya en las diferentes partes de cada uno de ellos. El poder moderador de las grandes extensiones marítimas, poder que depende de la escasa conductibilidad del agua y de su gran capacidad calorífica, es causa de la mayor regularidad de las isotermas en los oceános, ó de la menor disparidad entre sus temperaturas extremas. Así se explica la diferencia que por este doble concepto se observa entre el hemisferio boreal y el austral, el último de los cuales es notablemente más frio que el primero. Por el contrario, donde quiera que haya grandes espacios cubiertos por las tierras, la temperatura media del verano se eleva á igualdad de latitud, y la del invierno baja; de suerte que la diferencia entre las dos estaciones opuestas es tanto mayor cuanto ménos accesibles son las regiones continentales, por su misma extension, á la influencia moderadora del mar. No es menor la de las aguas en movimiento, y al llevar las corrientes marinas, segun su direccion, las aguas tibias de los mares ecuatoriales ó las heladas de los polares á una ú otra parte, actúan para elevar ó bajar la temperatura de las costas por ellas bañadas. De aquí resulta esa marcada oposicion entre las temperaturas medias anuales de las costas orientales y las de las occidentales del antiguo y del nuevo continentes. Nain, en el Labrador, está á una latitud más meridional que Nueva Arcángel en la costa Noroeste de la América del Norte, y sin embargo, su temperatura media anual (—3°,8) es menor que la de esta (+6°,9). Pekin, que se halla casi á la misma latitud que Nápoles, tiene una temperatura media anual 5° menor. Ya hemos visto las diferencias que se observan entre las temperaturas extremas de dos estaciones segun que sean marítimas ó continentales: en Yakustk, en el centro de la Siberia oriental, la oscilacion entre el invierno y el verano llega á 61° centígrados;

en Cristianía, cuya latitud sólo difiere de aquélla en 2°, esta oscilacion es tres veces menor (22°).

La influencia de las corrientes marinas y la de los vientos que se caldean en ellas son tambien de importancia. Las costas occidentales del continente europeo, bañadas por las aguas del inmenso rio templado del Gulf-Stream, tienen inviernos de extraordinaria suavidad, que contrastan con las temperaturas rigurosas de las regiones centrales de Europa. «En las Orcadas, dice Humboldt, algo al Sur (0°,5) de Stockolmo, la temperatura media del invierno es de 4°, es decir, más alta que en Paris y casi tan cálida como en Lóndres. Más aún, las aguas interiores no se hielan jamás en las islas Feroe, situadas á los 62° de latitud, bajo la sola influencia del viento de Oeste y del mar. En las risueñas costas del Devonshire, á uno de cuyos puertos (Salcombe) se le ha dado el nombre de Montpellier del Norte á causa de la suavidad de su clima, se ha visto florecer el *Agave mexicana* y dar frutos á los naranjos en espaldera, á pesar de que sólo estaban abrigados con algunas esterillas. Allí, como en Penzance, y en Gosport y en Cherbourg, en las costas de Normandía, la temperatura media del invierno es 5°,5; y por lo tanto sólo es inferior en 1°,3 á la de Montpellier y Florencia.» En cambio, en estos países los veranos son frios y con frecuencia lluviosos.

La influencia del suelo en la temperatura y más generalmente en los distintos elementos meteorológicos del clima se ejerce de varios modos. La naturaleza geológica del terreno, la vegetacion más ó ménos abundante de que está cubierto, la cantidad y extension de las aguas que hay en él, su relieve, su altitud, todo esto contribuye á dar al clima de la region su carácter propio. En un suelo seco, arenoso, árido, la radiacion solar ejerce muy distinta influencia que en otro turboso, pantanoso, con praderas siempre verdes ó frondosos bosques, no siendo menores los contrastes que presenta el estado higrométrico del aire que se extiende sobre uno y otro. La altitud y el relieve del terreno influyen tambien de una manera notable en el clima; y en efecto, la observacion nos ha demostrado que la temperatura de las capas de aire disminuye con la altura sobre el nivel del mar; y en cuanto al relieve, fácilmente se ve cómo puede modificar el clima, si se considera que el movimiento de las masas aéreas que constituye los vientos no tropieza con ningun obstáculo en los países de llanuras ó en las grandes mesetas, al paso que las moles montañosas se oponen á la circulacion de los vientos cálidos ó frios, ó bien contribuyen á cambiar su direccion.

En la enumeracion de las causas capaces de influir en el clima de una comarca, réstanos incluir la accion del hombre. Si por lo comun somos impotentes para imprimir una modificacion directa en los agentes físicos ó meteorológicos, pudiéndose tener por nula la fuerza humana en comparacion de las fuerzas naturales actuantes, no sucede enteramente lo mismo con la influencia que puede ejercer á la larga nuestra accion repetida y perseverante en el suelo. Hé aquí algunos ejemplos que parecen demostrar la realidad de este hecho:

«Hay un país, dice Mr. Gavarret, en el que han ocurrido grandes mudanzas en muy poco tiempo; este país es América. En los montes y en los llanos se han efectuado grandes talas, y se han desecado muchas lagunas y pantanos. Las observaciones de Mr. Boussingault nos demuestran que en aquellos países los inviernos son hoy ménos crudos y los veranos ménos calurosos. La ventaja realizada en los inviernos no tan sólo ha compensado la pérdida de calor en los veranos, sino que de dichas observaciones resulta tambien que la temperatura media ha aumentado un tanto. La comparacion del estado actual de Francia con el de las Galias en el momento de la invasion romana prueba que desde aquella apartada época el aspecto físico de este país ha sufrido profundas modificaciones; se ha regularizado el curso de algunos rios, y varias regiones en otro tiempo inundadas de un modo permanente están hoy cuidadosamente cultivadas. Las observaciones hechas en América nos permiten pues admitir por analogía que el clima de Francia se ha suavizado gradualmente desde el principio de nuestra era, que es ménos variable y que la temperatura media ha aumentado de un modo ostensible.»

M. Decherain viene á deducir lo mismo cuando en su *Curso de química agrícola* inquiere las causas de la esterilidad actual de algunos países cuya fertilidad era proverbial en otro

tiempo, como Grecia, Sicilia, el Asia Menor, la Palestina. Habiendo demostrado que la cantidad de agua que circula hoy por estas regiones es infinitamente menor que en otro tiempo, atribuye á la falta de lluvias la imposibilidad de que el hombre cultive allí los vegetales necesarios para su sustento. En seguida añade: «Si se quiere averiguar la causa de que las lluvias sean allí ménos abundantes, se la encontrará en la carencia de arbolado. Todos los países en que el hombre penetra por vez primera están cubiertos de bosque; en cambio, todas las comarcas habitadas há ya mucho tiempo, están más ó ménos despobladas de árboles. Cuando el hombre penetra en un terreno vírgen, comienza á talar la selva; necesita que ésta le ceda el puesto y reemplazarla con un suelo desnudo en el cual pueda cultivar las especies vegetales de que se sustenta. Mientras aminora la extension de la selva, sin destruirla totalmente, lleva á cabo un trabajo útil; pero si se propasa en su accion, si arrasa los bosques, cambia las condiciones climatológicas, las lluvias escasean y sobreviene la esterilidad.» M. Decherain cita en apoyo de su opinion un gran número de casos que prueban que la despoblacion de los bosques trae consigo la disminucion de lluvias.

Despues de haber indicado las principales condiciones de la diversidad de climas en la superficie del globo, faltaríanos describir estos mismos climas, pasando sucesivamente revista á los principales países de ambos continentes. No cabe duda de que esta descripcion climatológica tendria gran interés; mas, prescindiendo de que carecemos de espacio para ello, parécenos que es más bien incumbencia de la Geografía física que de la Meteorología. Nos limitaremos pues á dar un resúmen de la clasificacion generalmente adoptada, que permite dividir los diferentes climas en categorías, con arreglo á sus caractéres más esenciales.

III

CLASIFICACION DE LOS CLIMAS

Si para hacer la clasificacion de los climas meteorológicos se quisieran tener en cuenta todos los elementos que los diversifican, habria forzosamente que subdividirlos hasta lo infinito, y á decir verdad, resultarian tantas clases de climas como regiones hay en la Tierra, en cada una de las cuales estos distintos elementos permanecen visiblemente idénticos. Es preciso pues limitarse á adoptar por base algun elemento preponderante, como la temperatura media y la diferencia entre las temperaturas extremas, ó la situacion geográfica, ó tambien la altitud.

Desde el punto de vista térmico, se acostumbra dividir los climas en tres clases que corresponden, poco más ó ménos, á las zonas de latitud, aunque sus límites disten mucho de coincidir en todas partes con los mismos paralelos. Así tenemos climas *tropicales*, climas *templados* y climas *frios* ó *polares*.

Los climas tropicales, que á veces se subdividen en climas *tórridos* y climas *cálidos*, forman una zona de la cual puede considerarse como eje el ecuador térmico. Tienen por caractéres distintivos: 1.° una temperatura media anual muy elevada (de 25° á 30° próximamente); 2.° una oscilacion anual muy débil, para la cual se consideran los promedios de las estaciones ó los mensuales; 3.° en cambio, variaciones diurnas muy importantes (1). En los climas de la zona

(1) Hé aquí varios ejemplos de las temperaturas medias de algunas localidades pertenecientes á la zona de los climas tropicales:

LUGARES	LATITUDES	TEMPERATURAS MEDIAS					Diferencias entre el mes más caluroso y el más frio
		Anual	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	
Batavia.	6° 9′ S.	26°,8	26°,2	26°,8	27°,2	27°,1	1°,9
San Bartolomé.	17° 53′ N.	26°,6	26°,1	26°,6	27°,4	26°,4	2°,6
Paramaribo.	5° 45′ N.	26°,5	25°,9	26°,3	26°,9	28°,2	3°,0
Costa de Guinea.	5° 30′ N.	27°,4	28°,1	28°,3	26°,4	27°,0	3°,2
Maracaibo.	11° 19′ N.	29°,0	27°,8	29°,5	30°,4	29°,5	3°,2
Jamaica.	17° 50′ N.	26°,1	24°,6	25°,7	27°,	26°,6	3°,2
Habana.	23° 9′ N.	25°,0	22°,6	24°,6	27°,4	25°,	5°,6
Karikal.	10° 55′ N.	28°,7	26°,4	30°,0	29°,9	28°	6°,0
Veracruz.	19° 12′ N.	25°,0	21°,5	25°,0	26°,0	27°,5	6°,2

En este cuadro están calculadas las diferencias entre los promedios, no de las estaciones, sino de los meses más frio y más caluroso del año.

tropical sólo se distinguen dos estaciones meteorológicas: la de las lluvias y la seca. La primera coincide con la época ó las épocas de las mayores alturas meridianas del Sol; la segunda con aquellas en que el Sol está más bajo en el horizonte del lugar. Hemos visto con qué frecuencia y abundancia caen las lluvias de los trópicos durante la estacion húmeda, pero no deja de haber excepciones. Por ejemplo, en la América del Sur, no se conocen la lluvia ni el rocío en las dilatadas llanuras del Brasil septentrional, en Cumaná, Coro y Ceara.

Los climas templados son los de las regiones en que el promedio anual de la temperatura del aire está comprendido entre 25° y 0°. La disparidad de las temperaturas en las estaciones extremas puede ser allí considerable, y por lo comun va creciendo desde los trópicos hasta las latitudes elevadas hácia el círculo polar; en una palabra, las variaciones térmicas crecen con la latitud; con todo, tambien dependen en gran parte de la situacion continental ó marítima de las comarcas cuyo clima experimenta, como hemos visto, la influencia de las corrientes marinas ó aéreas. Así es que San Petersburgo, Cristianía y Stockolmo, situadas bajo el mismo paralelo y con temperaturas medias anuales de 3°,5, 5°,4 y 5°,6 tienen por diferencias medias entre sus meses más calurosos y más frios 27°,2, 21°,3 y 25°,2. Moscou, que se halla 3° más al Sur y más apartado del mar, experimenta una variacion de 28°,2; los fuertes Howard y Spelling, en la América del Norte, con promedios anuales de 6°,6, las experimentan de 30°,9 y 34°,3.

Todavía son mayores las variaciones anuales que se observan en los climas frios ó polares, caracterizados por temperaturas medias anuales inferiores á 0°, pero reconócese en ellos la misma influencia de la proximidad ó lejanía del mar (1).

Así es que muchas veces se hace de esta influencia la base de una clasificacion particular de los climas, distinguiéndolos entónces en climas *continentales* y *marinos*. En la primera clase figuran todos los países que forman parte de un continente y que están bastante apartados del mar ó separados de él por barreras suficientes para que los vientos que soplan de alta mar hayan perdido ántes de llegar á ellos su temperatura relativamente elevada y los abundantes vapores de que la evaporacion de las aguas marinas los habia cargado. Los climas continentales son notables por sus veranos y sus inviernos rigurosos, por la sequedad del aire, lo despejado de su cielo y la escasez de sus lluvias. Opuestos son los caractéres de los climas marinos, pues tienen inviernos apacibles, veranos frescos, y estaciones lluviosas por lo general.

Considerando la altitud, se podrian clasificar tambien las regiones y sus climas con arreglo al grado de elevacion del suelo sobre el nivel del mar. De este modo tendríamos *climas de llanuras*, *climas de montañas*, y con respecto á las altitudes que llegan á las nieves de las cumbres, *climas alpestres*.

En fin, desde el punto de vista médico, se clasifica á veces á los climas en tres categorías, segun que sean *constantes*, *variables* ó *excesivos*. «Un clima constante, dice M. Gavarret, goza de una temperatura que casi siempre es la misma. Como tipo de clima variable, mencionaré el de Paris. En un clima excesivo, se está expuesto á grandes variaciones de temperatura. Esta division es muy importante para el médico llamado á dar consejos á los enfermos, pues, en efecto, todo demuestra que si las personas delicadas del pecho se encuentran muy bien en los climas constantes, cálidos ó frios, difícilmen-

(1) Varias causas pueden hacer más marcadas estas diferencias, y entre ellas la influencia de la naturaleza del suelo.

«En las inmediaciones del cabo Norte (71° 10′ lat.), dice Nordenskjold, los grandes bosques no llegan hasta la costa del Océano Glacial; pero en algunos sitios abrigados del litoral, se encuentran todavía abedules de 4 á 5 metros de altura. Sin embargo, el Skargard estaba poblado de árboles en otro tiempo, áun en su parte más inmediata al mar, como lo prueba el descubrimiento de troncos de árboles en ciertas turberas de las islas del Finmark, en Renœ por ejemplo. Por el contrario, en Siberia el límite de los bosques llega hasta los 72° de latitud N. (delta del Lena). Así, pues, la vegetacion forestal penetra en Siberia, en las orillas de los grandes rios, mucho más al Norte que en Europa. Varias razones hay para esta diferencia. En primer lugar, las aguas de estas poderosas corrientes tienen en verano una temperatura bastante elevada y trasportan semillas. En segundo lugar, el suelo del Asia septentrional está formado de un limo fértil renovado todas las primaveras por las inundaciones, y por consiguiente muy á propósito para la vegetacion. En cambio el terreno en Noruega está constituido principalmente por granitos estériles, gneiss ó capas de arenas áridas. Por último, las selvas más septentrionales de los dos países no están compuestas de las mismas especies vegetales: en Escandinavia los representantes de la vegetacion forestal son abedules achaparrados, que cubren las laderas de las montañas con un risueño manto de verdura, miéntras que en Siberia son pinos lárices nudosos, medio secos, diseminados por los altozanos y que de léjos se parecen á las crines de un cepillo gris usado.» (*Viaje del Vega*, t. I.)

te soportan los climas variables y mucho ménos los excesivos.»

Los climas ecuatoriales son climas constantes por excelencia, puesto que allí son insignificantes las oscilaciones anuales de la temperatura, sólo que el dia y la noche presentan variaciones bruscas y diferencias marcadas. Si sólo se considerasen los períodos de veinticuatro horas, serian climas excesivos. En todo esto, hay que tener en cuenta las causas locales de perturbacion. Así por ejemplo, las costas del Mediterráneo que, como las de Argelia, tendrian casi los caracteres de un clima constante, están sujetas á bruscas variaciones, siempre que el mistral lleva á Provenza el aire frio de los Alpes ó de las montañas de la meseta central de Francia.

Todas las clasificaciones que acabamos de enumerar son hasta cierto punto legítimas, puesto que en todas ellas entra por mucho un elemento esencial ó una propiedad importante del clima. Pero ninguna es completa ni puede serlo. Para tomar en consideracion en el modo de agrupacion de los climas todas las causas que contribuyen á modificarlos, seria menester reunir en uno solo los caracteres propios de cada clasificacion particular. La influencia del clima en la vida vegetal y animal es tan grande, se ejerce en los séres de los dos reinos de un modo tan continuo, bajo formas tan variadas y por tan distinta manera, que en nuestro concepto, hacer una buena clasificacion de los climas meteorológicos equivaldria á resolver el mismo problema que clasificar las floras y las faunas de las diversas regiones del globo, tarea sumamente compleja, y de todos modos fuera de nuestro programa y de nuestra competencia. Si no nos faltase espacio supliriamos esta insuficiencia tomando de las descripciones de los viajeros, botánicos ó zoólogos, algunos cuadros de la vida vegetal y animal en los países del globo de climas opuestos. Y si agregásemos á ellas las vistas de paisajes de las mismas regiones, el lector podria darse cuenta, sin dificultad alguna, de los contrastes ofrecidos por los climas, desde los tétricos desiertos de hielo del polo, ó las costas de Groenlandia ó del Spitzberg, apénas cubiertas de raquítico líquen, hasta las risueñas comarcas de la zona templada, ó las profundísimas selvas vírgenes de la Guayana y del Brasil, y en general, de la mayor parte de las tierras caldeadas por el sol abrasador de los trópicos. Además, al desarrollar este cuadro, tendríamos ocasion de decir algunas palabras acerca de varias cuestiones que no carecen de interés relativamente á la física del globo y de exponer las hipótesis propuestas hasta el presente.

Para limitarnos á una sola de estas cuestiones, examinaríamos si es cierto que, aparte de la accion del hombre, que es incontestable, el clima ha cambiado ó no en nuestras comarcas desde los tiempos históricos, ó si, como cree la mayoría de los eruditos que han estudiado este asunto, es cierto que el clima, ó precisándolo más, la temperatura no ha variado de un modo apreciable. Remontándonos á los tiempos anteriores á las épocas en que la tradicion ha conservado algunos vestigios de las sociedades humanas, y áun más allá de la época de su aparicion, franqueando, en una palabra, las etapas sucesivas de las edades geológicas, quizás podríamos formarnos una idea aproximada de las condiciones meteorológicas propias de cada una de ellas. Merced á los descubrimientos de la paleontología, se sabe en efecto que se puede reconstruir con la imaginacion, por ejemplo la flora y la fauna de las épocas más remotas de la actual, de los períodos jurásico, cretáceo, carbonífero, devónico, etc. Algunos de los animales y de los vegetales encontrados en las capas de los terrenos correspondientes necesitaban para vivir y desarrollarse temperaturas infinitamente más altas que las que hoy se observan en las mismas latitudes. ¿En qué condiciones estaba nuestro planeta para que hayan podido ocurrir tan considerables modificaciones en el espacio de tiempo, á decir verdad de incalculable inmensidad, que nos separa de dichas edades? ¿Es que el sol radiaba con mayor intensidad ó que sus dimensiones eran mucho mayores? ¿O bien la composicion de nuestra atmósfera, más rica en ácido carbónico, más dilatada, más densa y más absorbente, permitia la difusion casi uniforme del calor solar en las diferentes latitudes? ¿Intervenia el calor del foco central y agregaba su influencia á una ú otra de estas causas? Cuestiones son estas muy interesantes, como se ve, pero que deben limitarse á conjeturas y que están relacionadas con varias cien-

cias, como astronomía, geología, meteorología, etcétera. A la ciencia del porvenir toca resolverlas.

Aquí termina la tarea que nos habíamos impuesto de presentar en este último tomo del MUNDO FÍSICO el cuadro de los principales fenómenos meteorológicos y la exposicion elemental de sus leyes, con arreglo á los descubrimientos más recientes de la Ciencia. Hemos tenido que hacer caso omiso de muchos puntos secundarios de este asunto; pero no parecerá tan incompleto si el lector tiene á bien agregarle todos los capítulos ó todos los artículos de los tomos anteriores que tratan de cuestiones especiales de Física del globo y de Meteorología, y cuyo sitio estaba marcado allí por el enlace de cada una de ellas con el agente físico estudiado particularmente en cada parte de nuestra obra.

Esta debia terminar aquí tambien, si no tuviésemos que decir todavía algo sobre ciertos fenómenos de física molecular que son demasiado importantes para pasarlos en silencio, y que por tanto servirán de asunto para el breve apéndice que incluimos á continuacion.

II

LA FÍSICA MOLECULAR

I

LAS FUERZAS MOLECULARES

Todo cuanto la observacion experimental nos ha permitido aprender acerca de las propiedades de la materia, ponderable ó imponderable, nos conduce á considerar los cuerpos como constituidos por la aglomeracion de partículas separadas. Estas partículas son los *átomos* ó las *moléculas*, segun que se trate de cuerpos químicamente simples ó de cuerpos compuestos. Estas partículas, extraordinariamente tenues, situadas entre sí á distancias variables, pero muy reducidas, están sumergidas en el medio imponderable, elástico y flúido cuyas ondulaciones sirven para explicar los fenómenos de calor y de luz, y quizás tambien los de gravedad, electricidad y magnetismo. Supónese que el éter, no tan sólo penetra en los vacíos intermoleculares, sino que tambien envuelve á cada molécula en un cuerpo ó en una atmósfera más ó ménos condensada. El éter es un océano indefinido, en cuyo seno nadan, como islas en otros tantos archipiélagos, todas las aglomeraciones materiales á las cuales reservamos el nombre de cuerpos. El es sin duda el que sirve de medio de trasmision para todos los movimientos que los cuerpos se comunican entre sí, bajo las variadas formas de gravedad, radiaciones caloríficas y luminosas y corrientes magnéticas ó eléctricas.

Sabemos asimismo,—especialmente por los continuos cambios de volúmen ó de estado físico que las vibraciones del calor producen en los sólidos, en los líquidos y en los gases, y tambien por los fenómenos de las vibraciones sonoras,—que las moléculas se hallan en perpetua agitacion, áun en los cuerpos que parecen más estables, y que oscilando sin cesar alrededor de un estado de equilibrio, les acontece á veces separarse de él lo bastante para romperlo, ora á fin de recobrar el estado primitivo si se reproducen las condiciones necesarias, ora para constituir uno nuevo, situándose de nuevos modos, si persisten las causas que habian motivado la ruptura. Por esto hemos visto que, por efecto de las variaciones de presion y de temperatura, los cuerpos pasan del estado sólido al líquido y al gaseoso ó recíprocamente, dependiendo la diferencia entre estos tres estados de la mayor ó menor estabilidad de la mutua conexion de las moléculas.

Estos movimientos invisibles de las últimas partículas de la materia, estas oscilaciones cuya forma, velocidad y amplitud subsisten en estado de hipótesis, presuponen la existencia de fuerzas que les son propias y que residen en estas partículas. Tales son las *fuerzas moleculares*. Háseles dado diferentes nombres, por ejemplo, los de *cohesion*, *afinidad*, segun que se trate de la fuerza que une á todas las moléculas de un cuerpo entre sí, ó de la que produce la combinacion química de dos cuerpos diferentes. Pero ¿qué fuerzas son estas? ¿Son distintas de los agentes físicos cuyos efectos hemos estudiado en el curso de esta obra, ó bien manifestaciones especiales ó trasformaciones de ellos (1)?

(1) Esta última hipótesis es la más comunmente adoptada hoy dia. «Todos los trabajos, todas las tendencias de la ciencia moderna, dice H. Sainte-Claire Deville, vienen á parar á la identificacion de las fuerzas que intervienen en los fenómenos físicos y químicos de la naturaleza. Todas las determinaciones numéricas nos conducen á establecer su equivalencia de una manera rigorosa. La afinidad y la cohesion no pueden eximirse de esta identificacion, y la teoría mecánica las engloba ya en un círculo de raciocinios que muy pronto deben hacer desaparecer todo lo vago y misterioso que aún presentan.» *(Leccion sobre la disociacion.)*

Cuestiones son estas de alta filosofía científica que indudablemente no se resolverán *à priori*, sino, como todas las cuestiones de la misma clase, mediante la observacion y la experimentacion, y por el cálculo matemático aplicado á los datos por estas suministrados.

Más de una vez hemos tenido que invocar en esta obra la existencia de estas fuerzas moleculares, ó si se prefiere, que hacer constar los movimientos íntimos que suscitan en la materia, ya para explicar ciertos fenómenos que modifican esta ó la otra ley física, ya para dar cuenta de esta ley. Por ejemplo, los *fenómenos*

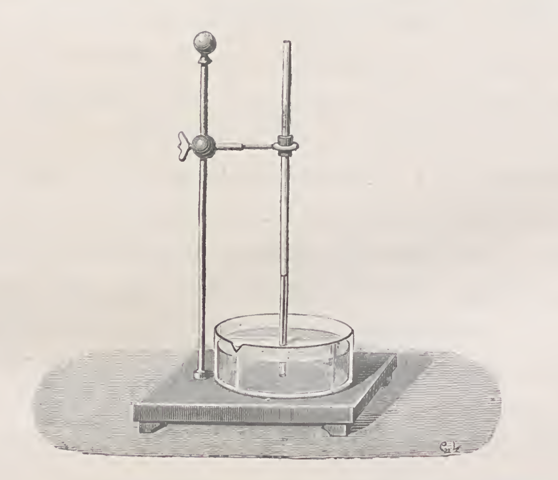


Fig. 223.—Ascension del agua en un tubo circular

capilares son una derogacion aparente de las leyes de la hidrostática, y suponen la existencia de una fuerza diferente de la gravedad, que tiende á atraer ó á repeler, segun los casos, las moléculas flúidas, de la inmediacion de los cuerpos sólidos. La *elasticidad*, en los sólidos y en los líquidos, lo propio que en los gases, es necesaria para explicar las ondulaciones ó vibraciones sonoras; la misma propiedad, considerada en el éter, forma la base de toda la teoría moderna de la luz y del calor. Las dilataciones y las contracciones, los cambios de estado físico, los fenómenos de *disolucion*, *difusion*, *sobrefusion*, *cristalizacion y alotropía* no pueden explicarse sino atribuyéndolos á movimientos moleculares, á rupturas de equilibrio, á agrupaciones nuevas en los sistemas de moléculas. No se comprende el estado gaseoso sino suponiendo que los vínculos que en un principio mantenian al cuerpo sólido ó líquido y agrupaban sus moléculas á distancias mutuas reducidísimas, se rompen á causa de la intervencion de una fuerza antagónica.

En la mayoría de los fenómenos físicos ó químicos, las acciones moleculares desempeñan un papel importante, ya que no preponderante. Aquí sólo consideramos los primeros, y, lo repetimos, muchas veces ya hemos tenido que describir fenómenos que son del dominio de la Física molecular. Esta última parte del MUNDO FÍSICO, esta especie de apéndice no estaria justificado, si su objeto no fuese el de completar nuestras descripciones, consagrando algunos artículos á cierto número de fenómenos que no han hallado cabida en otra parte; á los *fenómenos capilares*, á los de *difusion* y de *penetracion* de los gases y de los líquidos, ya entre sí ó ya en los cuerpos sólidos, donde parecen sufrir trasformaciones cuyo estudio es del más alto interés científico.

II

LOS FENOMENOS CAPILARES

Nadie ignora que si se pone la superficie inferior de un terron de azúcar, ó un pedazo de creta ó de un cuerpo poroso cualquiera, en contacto con un líquido, este pedazo se empapa con mayor ó menor rapidez á causa de la ascension del líquido al través de sus poros. Un fenómeno análogo es el que hace subir el aceite por las fibras de la mecha de una lámpara. Mucho tiempo hace que se conocen estos casos, pero no se han estudiado científicamente hasta hace poco más de dos siglos, dado que al parecer Pascal no tuvo noticia de los primeros experimentos á que se los sometió. Hiciéronse estos experimentos con unos tubos de escasísimo diámetro, comparables por esta razon al grueso de un cabello, lo cual hizo dar á estos fenómenos el nombre de *fenómenos capilares*.

Tomemos un tubo de vidrio cuya superficie interior se haya limpiado perfectamente, metámoslo verticalmente en agua (fig. 223), y veremos en seguida cómo sube el líquido por el interior del tubo hasta un nivel superior al del agua de la vasija. Sucede lo propio si, en lugar de agua, se emplea éter, alcohol y en general un líquido que moje el vidrio. Pero si se hace este experimento con mercurio, líquido que no moja el tubo, en lugar de una ascension se observará una depresion, y el nivel interior quedará por debajo del líquido exterior. Estos

dos fenómenos opuestos se comprueban perfectamente en la figura 224, en la que además se ve la forma particular de las superficies líquidas terminales en los puntos más inmediatos al tubo, ya en el interior ó bien en el exterior de este. Dicha forma es cóncava en el caso de que el líquido moje el tubo al ascender, y convexa en el caso de la depresion. Una simple placa sumergida en agua ó en mercurio presentará tambien en las paredes en contacto las dos mismas formas de curvatura.

Se comprueba asimismo la ascension y la depresion de los líquidos en los tubos capilares, empleando un aparato compuesto de tubos de vidrio verticales y encorvados en U, uno de cuyos brazos es de gran diámetro, y el otro es un tubo de diámetro muy pequeño. La diferencia de los niveles en los dos brazos de este sifon invertido se hace ostensible al punto. Si el líquido es agua, el nivel está más alto en el tubo capilar; si mercurio, más bajo. Tambien se ve fácilmente la forma de las superficies terminales, cóncava en el primer caso y convexa en el segundo. Además, si los diferentes tubos capilares tienen distintos diámetros, se puede comprobar que la ascension ó la depresion es

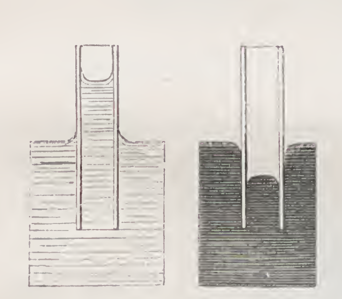


Fig. 224.—Meniscos en los tubos capilares

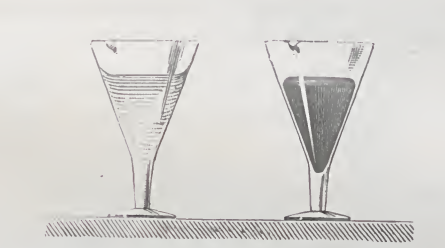


Fig. 225.—Forma convexa ó cóncava de las superficies terminales en los bordes de los vasos.

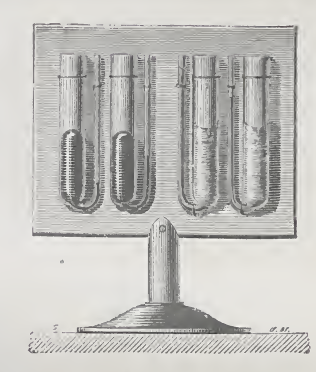


Fig. 226.—Ascension y depresion de los líquidos en los tubos capilares.

tanto mayor cuanto menor sea el diámetro del tubo en que tenga lugar.

Como decíamos ántes, los fenómenos capilares son una derogacion de las leyes de la hidrostática, las cuales exigen que haya igualdad de nivel entre superficies líquidas en los vasos comunicantes. Así pues, para explicarlos, ha sido forzoso suponer la intervencion de fuerzas que se desarrollan entre las moléculas de los sólidos y de los líquidos, cuando estas moléculas se encuentran frente á frente, ya en contacto, ó ya á muy cortas distancias.

Pero ántes de poder abordar la teoría, hay que hacer muchos experimentos y variar de todos modos las condiciones en que se producen los fenómenos capilares. Los académicos de Florencia consignaron desde el principio un punto importante: habiendo repetido en el vacío los experimentos que habian hecho primeramente al aire libre, vieron que la ascension y la depresion observadas persistian, de donde sacaron la consecuencia de que no habia lugar á recurrir á la accion de la presion atmosférica. Newton fué el primero á quien se le ocurrió explicar la ascension del agua por un tubo, ó entre dos placas de vidrio paralelas, atribuyéndola á una atraccion análoga á la que mantiene reunidas las moléculas de los cuerpos sólidos. Pero esta hipótesis no pudo tomar cuerpo hasta que se descubrieron las leyes de este fenómeno. Fué preciso estudiar sucesivamente la influencia de la naturaleza del líquido, de su temperatura, de su densidad, y puesto que los fenómenos eran más marcados cuanto más finos los tubos capilares, cerciorarse de la ley á que obedece la altura cuando se hace variar su diámetro. Jurin, físico del siglo pasado, fué quien descubrió esta ley.

Jurin demostró que, para un mismo líquido que moje el tubo, la altura á la que se eleva sobre el nivel exterior varia en razon inversa del diámetro del tubo. Los experimentos que permiten comprobar esta ley son muy delicados, habiéndolos reproducido con todas las precauciones necesarias Gay Lussac que se valió con este objeto de la disposicion indicada en la figura 227. Es un catetómetro con el cual se mide la distancia vertical entre el nivel del

líquido en el tubo capilar y el nivel exterior, marcado por la punta de una varilla que roza con la superficie de este último. Gay Lussac empleó tubos cuyo diámetro variaba entre $1^{mm},3$ y $10^{mm},5$; pero la ley no se comprueba sino con tubos cuyos diámetros no pasan de 2 ó 3 milímetros. La clase de la materia del tubo no influye en nada; al principio se habia creido lo contrario, porque no se habia tenido la precaucion de limpiar perfectamente su superficie interior y mojarla ántes de introducir en ella el líquido. No sucede lo propio con la naturaleza de este. Para un tubo de diámetro determinado, la altura de la columna capilar varía de un líquido á otro; las cifras siguientes, tomadas de los experimentos de Frankenheim, son las relativas á la ascension de varios líquidos por un tubo cuyo diámetro es de 1 milímetro á 0°:

Líquidos	Altura de la columna
Agua.	$30^{mm},73$
Esencia de trementina. . . .	$13^{mm},52$
Alcohol.	$12^{mm},82$
Eter.	$10^{mm},80$
Sulfuro de carbono.	$10^{mm},20$
Azufre á 100°.	$4^{mm},61$

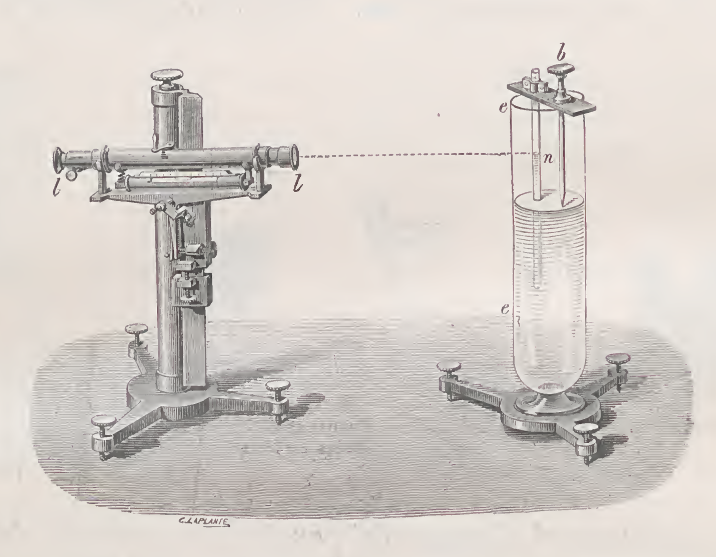


Fig. 227.—Aparato de Gay-Lussac para la comprobacion de la ley de los diámetros en los tubos capilares

La temperatura del líquido ejerce tambien su influencia: la altura de la ascension va disminuyendo á medida que el líquido se calienta. Además, segun las investigaciones de M. Wolf, que ha hecho experimentos con éter sulfúrico, alcohol y sulfuro de carbono calentándolos en tubos cerrados, el menisco cóncavo terminal se aplana cada vez más á medida que la temperatura se eleva, y acaba por ser plano y hasta por convertirse en un menisco convexo, cuando aquella es bastante elevada.

Tambien se verifica la ley de los diámetros con respecto á los líquidos que, como el mercurio, no mojan los tubos; pero entónces, segun lo ha demostrado Avogadro, la naturaleza de la sustancia del tubo influye en la depresion cuando el diámetro es el mismo; así es que en dos tubos de un milímetro de diámetro, uno de hierro y otro de platino, dicho físico notó una depresion de $1^{mm},226$ en el primero, y sólo de $0^{mm},635$ en el segundo.

Se puede considerar todos estos resultados de la experiencia como otras tantas consecuencias de una teoría establecida por Laplace basándose en la hipótesis de atracciones moleculares recíprocas que los sólidos y los líquidos ejercen unos sobre otros ó sobre sus propias moléculas, á distancias extraordinariamente reducidas, y que cesan de obrar así que estas son perceptibles. La forma y la curvatura de los meniscos dependen de la relacion que existe entre la accion de las paredes sólidas sobre el líquido y la de éste sobre sí mismo. La resultante de las acciones combinadas de estas dos fuerzas y de la gravedad depende de sus intensidades respectivas; puede ser vertical, en cuyo caso la superficie terminal es plana y el menisco no existe; ó inclinada en dos sentidos opuestos con relacion á la pared sólida, y entónces el menisco, cóncavo en un caso, es convexo en el otro. Por último, de la forma y curvatura del menisco dependen las alturas de la columna

ascendente ó de la depresion, las cuales, como acabamos de ver, varian en razon inversa del diámetro de los tubos.

En lugar de tubos, se puede hacer uso para observar los fenómenos capilares de paredes sólidas de cualquier forma. La ascension tiene efecto entre dos láminas paralelas con arreglo

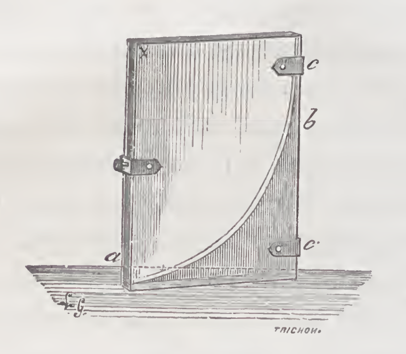


Fig. 228.—Ascension de un líquido entre dos láminas inclinadas

á la misma ley que rige para los tubos, con la condicion de que se ha de considerar la distancia entre las láminas igual no más al radio del tubo; lo que equivale á decir que las alturas del líquido no son más que la mitad de las que se observarian en los tubos que tuviesen por diámetros las distancias que median entre las láminas.

Cuando, en lugar de láminas ó placas paralelas, se emplean dos láminas que forman entre sí cierto ángulo, pequeñísimo en verdad, y se las sumerge en un líquido capaz de mojar sus paredes, hé aquí lo que se observa: El líquido va elevándose cada vez más á medida que se estrecha el intervalo que separa las dos láminas. Si estas son de vidrio y trasparentes, y se hace el experimento con agua teñida de algun color, la superficie terminal de la lámina líquida interpuesta traza una curva que no es otra cosa sino una rama de hipérbola equilátera.

Con un tubo de forma cónica, el fenómeno presenta una particularidad notable. Una gota de agua ó de cualquier otro líquido que moje las paredes, termina por ambos lados en meniscos cóncavos, cuya curvatura es mayor hácia el vértice del cono. Si el eje del tubo es horizontal, la gota se corre hácia dicho vértice; si inclinado al horizonte, de modo que el vértice esté á un nivel más alto que la base, la gota se detiene en una posicion de equilibrio que se puede calcular de antemano. Cuando se hace uso de mercurio en lugar de agua, la gota se aleja del vértice del cono. Dase el primer caso en el movimiento del agua en las pipetas, y tambien en el de la tinta de los tiralíneas, la cual propende á salir por la punta á medida que se extiende sobre el papel.

Provienen asimismo de la capilaridad los movimientos de atraccion y repulsion que se observan entre cuerpecillos ligeros que flotan en la superficie de un líquido. Si estos cuerpos son, por ejemplo, dos bolas igualmente mojadas por el líquido, véselas precipitarse una sobre otra, así que están á una distancia bastante corta para que lleguen á juntarse los meniscos cóncavos que las rodean. Un fenómeno semejante ocurre con dos bolas que no estén mojadas por el líquido. En cambio, hay repulsion (fig. 230), si uno de los cuerpos se moja y el otro no (1). Para hacer estos experimentos con agua, se emplean bolitas de corcho; unas, en estado natural, se mojan, y otras, dadas de una



Fig. 229.—Fenómenos capilares en los tubos cónicos

capa grasa, no. Mariotte hizo un experimento curioso que tiene relacion con el principio de estas atracciones. Llénanse de agua dos vasos ordinarios, uno de ellos hasta la mitad, y otro hasta que el líquido rebose. Entónces las burbujas de aire que se forman en la superficie del agua se reunen en el centro en el segundo vaso, miéntras que en el primero acuden hácia los bordes. Estas burbujas vienen á ser flotadores mojados que atrae el menisco cóncavo del borde en el primer vaso, y que repele el

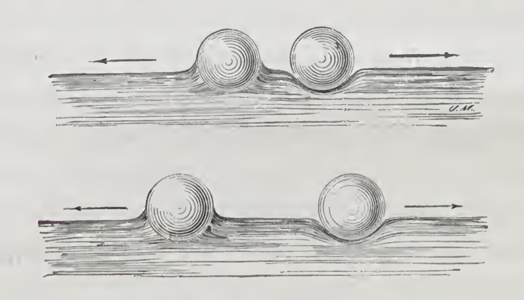


Fig. 230.—Repulsion de dos cuerpos flotantes en la superficie de un líquido

(1) Segun los experimentos de Laplace, si las acciones de los dos cuerpos flotantes en el líquido no son iguales, el punto de inflexion de los dos meniscos no está en medio de su intervalo; si entónces se disminuye bastante este último, los dos cuerpos, en lugar de seguir repeliéndose, deben atraerse, y así lo confirma la experiencia.

menisco convexo en el segundo. «Es el hecho comun, dice M, Violle refiriéndose al experimento de Mariotte, de las burbujas de aire que, en la superficie del café, se dirigen al centro ó al borde, segun que la taza esté seca ó húmeda.»

En lugar de cuerpos más ligeros que el líquido, se puede hacer flotar en él cuerpos más densos, por ejemplo una aguja de acero en el agua, si se ha tenido cuidado de untarla de una capa de grasa, lo cual se obtiene frotándola simplemente con los dedos; un alambre de platino, que el mercurio no moja, flotará tambien en su superficie si se ha cuidado de ponerla en ella con precaucion. En ambos casos, la depresion capilar tiene un volúmen total bastante grande para

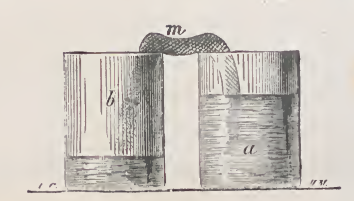


Fig. 231. — Ascension de un líquido en los tejidos por efecto de la capilaridad

que el peso del líquido así desalojado exceda al del cuerpo flotante. Esto explica la facilidad con que corren por la superficie del agua ciertos insectos cuyas patas terminan en tarsos impregnados de una materia grasienta; las depresiones capilares son tales, que el peso del agua desalojada es mayor que el del insecto. Los mismos insectos se hunden en el agua cuando se los pone en la superficie despues de lavarles las patas con éter, que disuelve la sustancia grasa de que las tienen naturalmente impregnadas.

Hemos citado anteriormente algunos ejemplos de fenómenos en que las acciones capilares desempeñan cierto papel. Podríamos añadir otros muchos. La hidrofana debe su trasparencia á la capilaridad, cuando se la ha sumergido en agua y el líquido ha tenido tiempo de penetrar en aquella piedra; la luz, en un principio reflejada y difundida por las paredes de los canales interiores, pasa sin obstáculo gracias á la presencia del agua que los llena. La capilaridad da tambien á las piedras heladas su enojosa propiedad de abrirse por capas, cuando la congelacion, aumentando el volúmen del agua contenida en sus poros, produce la rotura de las paredes por el esfuerzo del hielo. La cola no prende bien entre dos pedazos de madera que se quiere pegar sino cuando la superficie de estos está bastante seca para que la gelatina penetre por capilaridad á bastante profundidad. Por último, las tierras, como los tejidos, se empapan de algun líquido por influencia de las acciones capilares, efecto que se hace manifiesto valiéndose de un pedazo de lienzo á modo de sifon para trasvasar un líquido de una vasija á otra (figura 231). M. Janin ha hecho una serie de experimentos interesantes sobre la intervencion de las mismas fuerzas en los fenómenos de imbibicion de los cuerpos porosos, secos ó préviamente mojados, y sobre el modo cómo los líquidos, al penetrar en el interior de estos cuerpos, repelen el aire aprisionado en los poros, del exterior al interior, hasta hacer adquirir al gas presiones de muchas atmósferas. Aplicando M. Janin á los vegetales los resultados de estos experimentos, demostró que podian bastar para explicar la ascension de la savia por sus tejidos.

Los fenómenos de que vamos á tratar en el artículo siguiente no tienen menor importancia para interpretar multitud de hechos que el fisiólogo observa al estudiar la vida de los vegetales y la de los animales. Las aplicaciones científicas ó industriales de las leyes que regulan estos fenómenos son tambien cada vez más numerosas.

Se han construido tablas que marcan la correccion que se ha de hacer en las indicaciones de los barómetros de mercurio, en lo que respecta á la capilaridad; correcciones que dependen á la vez del diámetro interior del tubo y de la altura ó de la flecha del menisco. Por desgracia, los resultados dados por estas tablas de las depresiones capilares adolecen de poca exactitud y no concuerdan entre sí; así es que los físicos prefieren adoptar el método de correccion que consiste en comparar el barómetro con un barómetro patron ó normal; de lo cual resulta una constante que se puede comprobar de vez en cuando, pero que tiene la ventaja de dar al propio tiempo la correccion que procede del cambio de lugar del cero.

III

DIFUSION ENTRE LOS LÍQUIDOS: DIFUSION ENTRE LOS GASES

Cuando los líquidos, como el agua y el alcohol, son capaces de mezclarse, y se los junta,

se penetran recíprocamente al cabo de más ó ménos tiempo, segun las condiciones en que se hace el experimento. Dase á este fenómeno el nombre de *difusion*. El primer físico que sometió á un estudio regular este género particular de acciones moleculares (1), fué Dutrochet, que en 1826 examinó lo que sucede cuando se sumerge en agua pura un frasco lleno de alcohol y cuyo fondo es una membrana porosa, un pedazo de vejiga. Para hacer el experimento, adoptó la disposicion representada en la figura 232: *v* es el frasco que contiene el alcohol, y *b a* la vejiga que forma su fondo: dicho frasco lleva un tubo graduado *n*. Cuando se le mete en la vasija que contiene el agua, vése que el líquido sube poco á poco por el tubo, se eleva progresivamente y hasta rebasa el extremo superior, cayendo fuera. Analizando con el areómetro los líquidos contenidos entónces en el frasco y en la vasija, se reconoce que el alcohol del primero se ha mezclado con el agua; y por el contrario, el agua de la vasija se ha mezclado con cierta cantidad de alcohol. Ha habido pues cambio ó mezcla de los líquidos al través de la membrana, y la ascension por el tubo prueba que la corriente que ha difundido el agua en el interior del frasco ha sido más fuerte que la corriente inversa en virtud de la cual el alcohol ha salido de él.

Dutrochet ha dado el nombre de *ósmosis* al fenómeno general, llamando *endósmosis* á la corriente que entra ó más bien á la más poderosa, y *exósmosis* á la corriente que sale ó sea á la más débil. En el experimento que precede, se dice que hay endósmosis del agua al alcohol. El aparato que representa la fig. 232 lleva el nombre de *endosmómetro*, porque Dutrochet se sirvió de él para medir la velocidad mayor ó menor con que se efectuaba el fenómeno, cuando, en lugar de agua y alcohol, observaba lo que pasa con cualesquiera líquidos, por ejemplo, con disoluciones salinas más ó ménos concentradas.

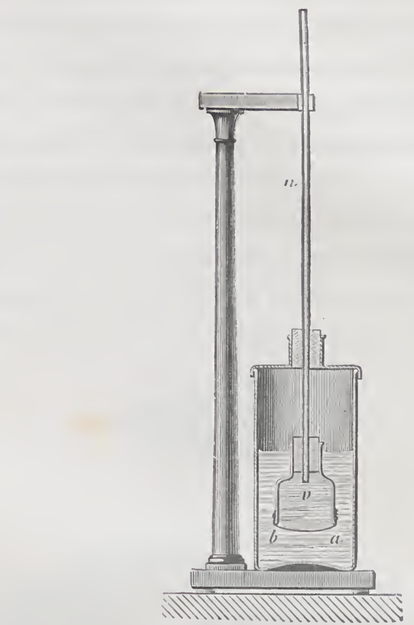


Fig. 232.—Endosmómetro de Dutrochet

La difusion al través de las membranas, ú ósmosis, es un fenómeno muy complejo. La mision de la membrana es considerable, pues la absorcion endosmósica varía, no tan sólo con los diferentes líquidos para una misma membrana, sino tambien para un mismo líquido con membranas distintas. En este último caso, el sentido mismo de las corrientes puede variar; y así por ejemplo, cuando en el experimento de Dutrochet se reemplaza con una lámina de cautchuc la vejiga para formar el fondo del frasco lleno de alcohol, se observa una depresion en el nivel del líquido del tubo, y la endósmosis ocurre del alcohol al agua. Graham ha demostrado que la endósmosis va creciendo con la temperatura.

Este físico hizo una importante y curiosa aplicacion de los fenómenos de difusion por las membranas. Habiendo comprobado que existe una relacion notable entre la difusibilidad de un cuerpo y su tendencia á cristalizar, siendo siempre las sustancias cristalizables mucho más difusibles que las amorfas, designó las primeras con el nombre de *cristaloides*, y las segundas

(1) El abate Nollet habia observado la difusion de los líquidos unos ochenta años ántes que Dutrochet, como lo hace notar Violle en su *Curso de física* al describir el experimento siguiente: «Queriendo conservar espíritu de vino á cubierto del aire y habiendo llenado de él un frasco cilíndrico de cinco pulgadas de largo y una de ancho, tapándolo en seguida con un pedazo de vejiga mojada y atada con un cordel al gollete de la vasija, lo metió en otra llena de agua. A las cinco ó seis horas se quedó admirado al ver que el frasco estaba más lleno que en el momento de su inmersion, aunque entónces lo estuviera tanto como lo permitian sus bordes; la vejiga que le servia de tapadera se habia puesto convexa y tan estirada, que pinchándola con un alfiler salió por ella un chorrito de líquido que se elevó á más de un pié de altura.» Nollet hizo otro experimento inverso del primero; llenó el frasco de agua, lo tapó con un pedazo de vejiga mojada, y lo metió en espíritu de vino; en lugar de hincharse, se hundió poco á poco, y el agua que estaba encima de ella disminuyó en proporcion. Estos son los fenómenos de ósmosis estudiados por Dutrochet, pero Nollet no llevó más adelante sus investigaciones.

con el de *coloides*. En la primera clase figuran especialmente todas las disoluciones salinas; en las segundas, las gomas, la gelatina, la albumina, etc. De esta oposicion en las propiedades de ambas especies de cuerpos, Graham ha deducido un método de separacion de sus mezclas; á cuyo método dió el nombre de *dialisis*. El aparato de que se ha servido, y que se llama *dializador* (fig. 233) es sumamente sencillo. Es una vasija de cristal ó de guttapercha, poco profunda, que se cierra en una de sus bases con una hoja de papel-pergamino. Introdúcese en ella la sustancia que se ha de dializar y se mete la vasija en una cubeta llena de agua pura, de modo que los dos líquidos estén poco más ó ménos al mismo nivel. La membrana permeable basta para impedir la mezcla por accion mecánica ó por diferencia de presion, siendo la difusion la que opera la separacion de la sustancia coloidal mezclada con la sustancia cristaloide. Graham ha podido preparar de este modo soluciones en agua pura de cuerpos que hasta entónces se habian considerado como insolubles, por ejemplo, los hidratos de sílice, de alumina, férrico, etc.

M. Peligot, en su erudito estudio sobre las aguas del Sena hecho en 1864, tuvo ocasion de aplicar el método de dialisis al exámen del agua de la gran cloaca colectora en Asniéres, en el punto en que desemboca en el rio. Esta agua,

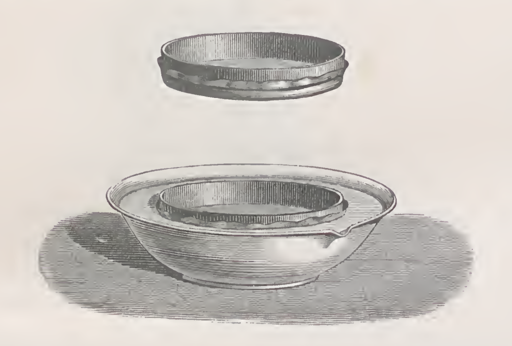


Fig. 233.—Dializador de Graham



Fig. 234.—Otro dializador

muy infecta y espumosa, fué evaporada primeramente, y el residuo seco de esta evaporacion tratado por el alcohol absoluto. «La disolucion, dice el sabio químico, fué luégo evaporada al baño de María. El nuevo resíduo fué á su vez *dializado*, es decir, sometido á ese procedimiento de separacion con el que M. Graham ha enriquecido recientemente la química analítica. Evaporando el agua en la cual sumergia el dializador y tratando el resíduo por el ácido nítrico, he obtenido cristales que me han presentado los caracteres del *nitrato de urea*.»

La dialisis es un auxiliar precioso para las investigaciones toxicológicas, pues hace posible la separacion de venenos cristaloides, como la estrignina y el ácido arsenioso, de las suntancias coloides del organismo. M. Dubrunfaut ha hecho tambien una importante aplicacion industrial de las leyes de la difusion. Gracias á un aparato de su invencion, al que ha dado el nombre de *osmogeno*, ha podido extraer de los jugos azucarados ciertas sales que son un obstáculo para la cristalizacion del azúcar, con lo cual se ha aumentado considerablemente su rendimiento.

Dutrochet solamente habia estudiado la difusion al través de un diafragma; Graham emprendió veinticinco años despues una serie de experimentos sobre la difusion simple, es decir, sobre la penetracion recíproca de dos líquidos susceptibles de mezclarse cuando se los pone en contacto inmediato. Para observar lo que ocurre en este caso, hay que tomar ciertas precauciones con objeto de evitar la mezcla mecánica de los líquidos puestos frente á frente. El ilustrado físico inglés se valió con tal objeto de dos procedimientos: consistia el primero en introducir, en una vasija llena de agua pura por ejemplo, un frasco tapado con un obturador puesto en su orificio, cuyo frasco contenia la disolucion salina (sal marina, ácido clorhídrico, nitrato de plata) que se queria estudiar. Quitando poco á poco el obturador, se abandonaba á sí mismos los líquidos puestos en contacto; tal es el método llamado del *frasco (phial-diffusion)*. El otro procedimiento llamado de la *jarra (jar-diffu-*

sion) consiste en introducir debajo del agua pura contenida en una jarra, por medio de una pipeta, la disolucion en cuestion. Véase lo que resulta con uno ú otro método: Al cabo de algunas horas, el agua pura contiene cierta cantidad de agua salada, y la disolucion, ménos concentrada, ha recibido en compensacion cierta cantidad de agua pura. Sacando líquido á diferentes intervalos, y analizando las muestras de las cantidades extraidas de este modo, Graham pudo comparar los pesos de sustancia difundida en cada capa, y reconocer, con respecto á líquidos diferentes, que la difusibilidad de los cuerpos presenta las mismas diferencias que su volatilidad. Estos experimentos, así como los de difusion referidos más arriba, son los que han inducido á este físico á distinguir las sustancias en *cristaloides* y *coloides*, distincion que sirve de base á la dialisis.

Otro experimento célebre, hecho por Berthollet, demuestra que la fusion, que no siempre es posible entre los los líquidos, ocurre siempre entre los gases. Valióse al efecto de dos globos de vidrio atornillados uno á otro por medio de dos guarniciones metálicas con llave, de modo que comunicaran por un angosto tubo, y los llenó separadamente, el inferior de ácido carbónico y el otro de gas hidrógeno, á la misma presion y á igual temperatura. Colocó el aparato en los sótanos del Observatorio de Paris, cuya temperatura es invariable; y cuando la hubo adquirido, abrió las llaves. A los pocos dias las cerró, separó los globos y reconoció que la presion era la misma en ambos: el análisis demostró que cada uno de ellos contenia una mezcla uniforme de los dos gases. Lo propio que en el experimento de difusion simple de los líquidos, el gas más denso habia ido á parar, en contra de las leyes de la hidrostática, de abajo á arriba, y el más ligero de arriba á abajo. Como se tomaron las precauciones necesarias para que la mezcla no pudiera resultar de las corrientes que las diferencias de temperatura ó la accion de la gravedad habrian suscitado, vése que aquí se trata de una penetracion directa de las moléculas de los gases, de uno á otro medio. La difusion de los gases se efectúa con tanta mayor rapidez cuanto más elevada es su temperatura.

Graham ha estudiado tambien en particular esta misma difusion al través de los diafragmas. El gas que se propuso experimentar estaba sometido, á un lado del diafragma, á una presion constante, al paso que en el otro lado una bomba de gas hacia el vacío. Daba el nombre de *efusion* al paso del gas al través de una pared metálica delgada con un agujero muy fino, y el de *traspiracion* al mismo fenómeno cuando ocurre en un tubo capilar cuya longitud equivale lo ménos á 4,000 veces su diámetro. La *difusion* propiamente dicha es el fenómeno del paso del gas al través de una pared sólida sin agujerear,



Fig. 235.—Experimento de Berthollet sobre la mezcla de los gases

ó sin otros agujeros que sus poros, por ejemplo una placa delgada de grafito como se le emplea para los lápices, ó tambien de tierra cocida, porcelana, etc. Tomando por unidad el tiempo que invierte un volúmen de gas oxígeno en difundirse en el vacío al través de un diafragma de grafito, Graham ha deducido, para los tiempos invertidos por un mismo volúmen de hidrógeno, de aire, de ácido carbónico, los números 0,2505, 0,9501 y 1,1860 que están á corta diferencia, en razon directa de las raíces cuadradas de las densidades de los gases, de donde se sigue esta ley:

La velocidad de difusion de los gases en el vacío por una pared porosa varía en razon inversa de la raíz cuadrada de sus densidades.

La difusion del gas no exige que se haga el vacío á un lado del diafragma, ni siquiera que haya exceso de presion en el lado en que se encuentra el gas que se considera. Es recípro-

ca entre dos gases y entónces se opera en razon de las velocidades de expansion respectivas de cada uno de ellos. El cambio se efectúa con arreglo á una relacion constante, la cual no sigue, sin embargo, rigurosamente la ley de la razon inversa de las raíces cuadradas de las densidades que acabamos de citar. Si el aire y el hidrógeno son los dos gases que se separan por medio de una lámina de grafito comprimido, la difusion se efectuará así: por cada volúmen de aire que pasa al lado del hidrógeno, pasan al del aire 3,8 volúmenes de hidrógeno. Bunsen ha empleado para esta clase de mediciones un aparato especial al que ha dado el nombre de *difusiómetro*, cuya descripcion se encontrará en los tratados especiales, por ejemplo en el Tratado de física molecular de M. Violle y en el Tratado de química general de P. Schützenberger. Pero en las cátedras se hacen con los dos aparatos que vamos á describir y que ha discurrido M. Jamin, ciertos experimentos que demuestran, sin ningun género de duda, la rapi-

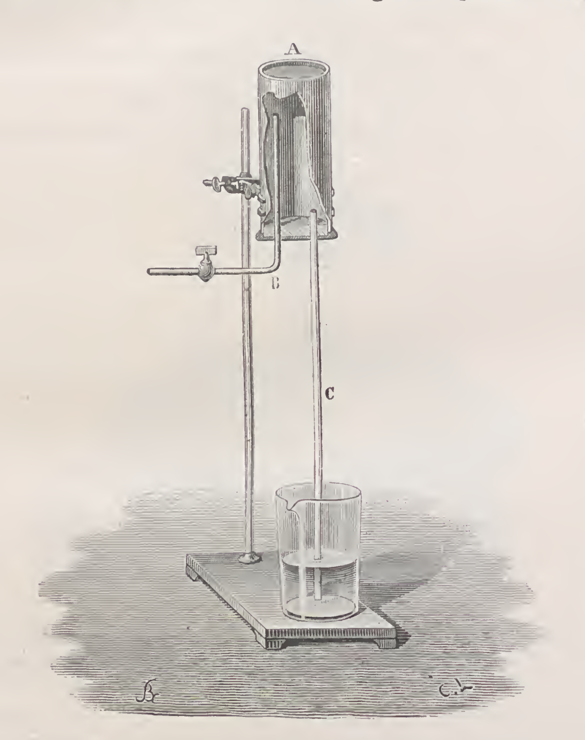


Fig. 236.—Difusion de los gases. Aparato de M. Jamin

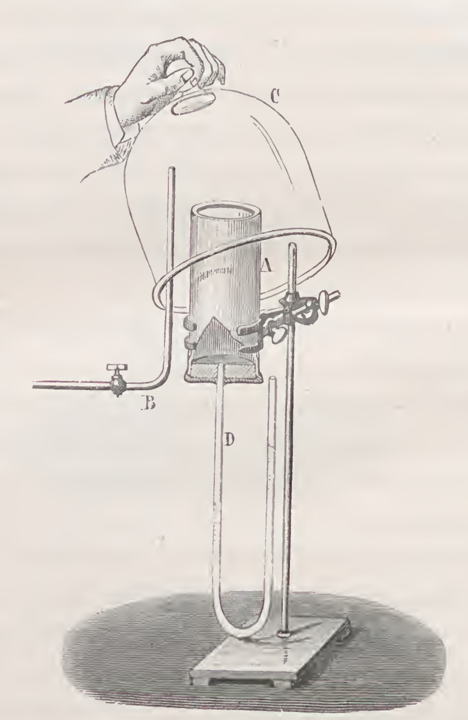


Fig. 237.—Aparato para la difusion del hidrógeno

dez con que se efectúa la difusion de los gases al través de los diafragmas sólidos porosos.

A (fig. 236) es un cilindro poroso de una pila Bunsen, cuya abertura está cerrada con un tapon de corcho dado de mastic. Dos tubos penetran en el interior de este vaso; uno, B, sirve para introducir una corriente de gas hidrógeno que sale por el extremo sumergido del otro tubo C. Si se cierra bruscamente el primer tubo con una llave y se interrumpe así la llegada del hidrógeno al cilindro, vese al punto que el agua sube por el tubo C. Esta ascension indica una disminucion de la presion ó de la fuerza elástica del gas interior, que no se puede explicar sino por la difusion rápida del gas hidrógeno al través de las paredes del vaso poroso.

Esta difusion es tan rápida si tiene lugar al interior como al exterior del cilindro. Para demostrarlo, basta hacer al contrario el mismo experimento. El cilindro poroso A se pone entónces en comunicacion con un tubo en U (figura 237) que contiene agua. Lleno el cilindro de aire á la presion atmosférica, el nivel de este es el mismo en los dos brazos del tubo D. Si con una campana invertida alimentada por el tubo B se envuelve el vaso A en una atmósfera de gas hidrógeno, ocurre la difusion instantáneamente por las paredes del vaso, y ocasionando la penetracion del hidrógeno un aumento de presion, manifiéstase ésta al punto por un descenso del nivel del agua en el brazo del tubo que comunica con el vaso.

En el tomo III del MUNDO FÍSICO (1) hemos descrito un aparato indicador del gas grisú, in-

(1) Figura 339, página 299.

ventado por M. Ansell, y basado en el aumento de presion producida por la difusion del hidrógeno carbonado al través de una placa porosa. Este aumento de presion repele el mercurio á un tubo lateral, y mediante el contacto del líquido con una punta metálica se cierra el circuito de una pila que hace funcionar un timbre eléctrico. Este aparato se ha empleado para buscar las fugas de gas, por lo cual se le ha dado el nombre de *busca-fugas*.

Hemos visto ya que la difusion ocurre con una prontitud propia de cada gas, de lo cual resulta que si se trata la mezcla que constituye el aire atmosférico por el aparato de vacío de Graham, el gas procedente de la difusion tendrá una composicion diferente de la del aire. Si en lugar de emplear una placa de grafito se emplea una hoja de cautchuc, sustancia completamente exenta de poros visibles, la penetracion tiene lugar del mismo modo, de suerte que despues del paso, la proporcion entre el oxígeno y el nitrógeno estará representada por los números 40,4 y 59,6, y no por 21 y 79. La proporcion de oxígeno ha aumentado cerca de un 20 por 100, ha duplicado casi. Así es que al acercar á la mezcla un pedazo de madera hecho ascua, aquella se inflama al punto.

Hace algunos años que tenemos ejemplos diarios de la difusion de los gases al través del cautchuc. Los pequeños globos henchidos de hidrógeno con que juegan los niños, disminuyen progresivamente de volúmen hasta quedar vacíos. Fácilmente se comprende la razon de este fenómeno. La rapidez de penetracion del aire atmosférico al través de la goma es casi 5 veces menor que la del hidrógeno, de suerte que por cada centímetro cúbico de este gas que se escapa del globo, sólo entra un poco más de 2 décimas de centímetro cúbico de aire, y como se ve, es muy natural la rapidez del deshenchimiento.

Los metales que, como el hierro y el platino, son absolutamente impermeables á los gases, á la temperatura ordinaria, desempeñan el papel de diafragmas porosos cuando se los eleva á altas temperaturas. La difusion ó la penetracion de los gases se efectúa entónces al través de su sustancia en condiciones muy interesantes. H. Saint-Claire Deville, Troost, Cailletet y Graham han estudiado debidamente estos fenómenos.

Hé aquí el experimento que hicieron los dos primeros físicos anteriores para demostrar la permeabilidad para el hidrógeno del platino calentado al rojo vivo.

T es un tubo grueso de platino fundido, perfectamente homogéneo, por cuyo interior se hace pasar una corriente de hidrógeno, y que por el otro extremo está en comunicacion con el mercurio de una vasija por un tubo acodado de vidrio M, cuyo brazo vertical tiene 76 centímetros de largo. Siendo la presion á frio la de la atmósfera, no se nota efecto alguno y el mercurio

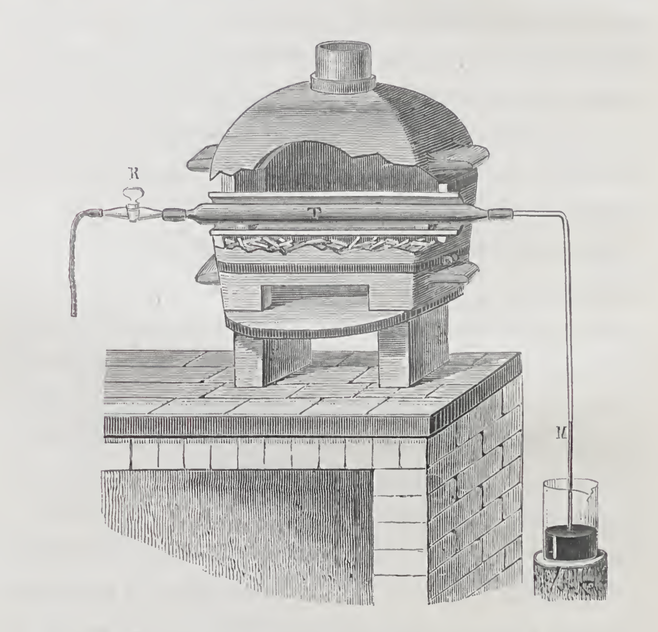


Fig. 238.—Permeabilidad del platino para el hidrógeno. Experimento de H. Sainte-Claire Deville y Troost

continúa al mismo nivel en el tubo, y exteriormente en la vasija. Pero si despues de calentar el tubo de platino en un hornillo hasta el rojo vivo, se cierra la llave que da paso al hidrógeno, veráse cómo se eleva el mercurio poco á poco por el tubo, marcando una disminucion notable de presion en el interior, disminucion ocasionada por la difusion del hidrógeno al través de las paredes del tubo metálico.

Puede hacerse este mismo experimento de otro modo. Colócase el tubo de platino en el eje de un cilindro de porcelana donde se le sujeta con dos obturadores que cierran herméticamente el espacio comprendido entre los dos tubos. Por este espacio, en el que se han colocado fragmentos de porcelana, se hace pasar una corriente de hidrógeno seco, al propio tiempo que por el interior del tubo de platino circula una corriente de aire seco. Pónese todo ello en

un hornillo y se calienta. Al principio se conoce fácilmente que el aire que sale del tubo de platino está compuesto de oxígeno y nitrógeno en proporciones normales. Mas á medida que la temperatura se eleva, este aire se empobrece más y más de oxígeno y se ve que se condensan gotas de agua en el tubo de salida, lo que prueba que el hidrógeno del espacio anular ha debido pasar al través del platino para combinarse con el oxígeno desaparecido. A los 1,000° ya no sale más que agua y nitrógeno, á fuerte presion. En cuanto al hidrógeno que se desprende del espacio anular, se reconoce que este desprendimiento se hace con velocidad aminorada; si se interrumpe la llegada del gas se ve, como ántes, que el mercurio sube por el interior del tubo de salida, en el cual se produce un vacío casi completo.

Los mismos físicos hicieron un experimento análogo con un tubo de hierro fundido ó de acero fundido sumamente pobre en carbono; el hidrógeno penetró por sus paredes con tal energía endosmósica que, cuando se interrumpió la corriente del gas, se elevó el mercurio hasta 74 centímetros en el tubo de salida, es decir, casi á la altura de la presion atmosférica. Graham ha observado los mismos fenómenos en el paladio, desde la temperatura de 240°, de lo cual nos ocuparemos más adelante. M. Cailletet ha hecho curiosos experimentos sobre la fuerza con que los gases penetran en el hierro caldeado á elevada temperatura. «He hecho laminar, dice, bajo cilindros planos pedazos de cañones de escopeta, cuyos dos extremos se han soldado en seguida. De este modo se obtenian prolongados rectángulos, formados de dos láminas puestas en contacto y soldadas por los bordes. Calentando á elevada temperatura una lámina preparada de este modo, se ve muy en breve que las partes no soldadas se separan, y recobran su forma cilíndrica y su volúmen primitivo. No cabe pues duda en que los gases del hornillo han penetrado en la masa de hierro, ocasionando la distension de las partes puestas primeramente en contacto.» Completáronse estos experimentos de modo que fuese posible reconocer que lo que habia atravesado el hierro era efectivamente hidrógeno puro; á frio y hasta 210°, el hidrógeno no atraviesa una placa de dicho metal que tenga solamente un 35.° de milímetro de espesor.

En concepto de Cailletet, dimanan de esta penetracion de los gases las ampollas que se notan con frecuencia en las grandes piezas de hierro forjado, por ejemplo, en las placas de blindaje. «Si se perfora una de estas ampollas, dice, retirando del hornillo la pieza comenzada, se escapa de ella un chorro de gases combustibles que se han acumulado durante el caldeo en las cavidades que puede presentar la pieza incompletamente forjada.» El hierro calentado con polvo de carbon, en las cajas de cementacion, presenta por esta misma causa en su superficie, despues de su trasformacion en acero, ampollas que varían en número, segun la calidad del hierro empleado. Las ampollas desaparecen si se tiene cuidado de operar con el hierro perfectamente dulce y homogéneo que se obtiene calentando acero fundido por espacio de muchas horas y á una temperatura elevada.

Vese pues que la industria puede sacar gran partido de las investigaciones de física molecular de que acabamos de hacer mérito. Pero las ciencias naturales no reportan menor utilidad de los resultados obtenidos, segun lo ha demostrado C. Saint-Claire Deville con motivo de los experimentos de Cailletet. Este físico partia del caso experimental comprobado por su hermano y Troost, á saber: «que si el hidrógeno atraviesa sin dificultad un tubo de porcelana fuertemente caldeado, pero no modificado en su estructura, no sucede lo mismo cuando el tubo se ha elevado á una temperatura capaz de reblandecer ó de vitrificar su pared exterior. En este caso, no tan sólo cesa el gas de estar trasvasado por el tubo, sino que lo detiene absorbiéndolo en parte por su superficie vitrificada, la cual puede dejarlo escapar en seguida tomando una estructura porosa.»

C. Saint-Claire Deville encuentra estas propiedades antagónicas del estado cristalino y del estado vítreo ó amorfo de una sustancia en las lavas volcánicas que, segun hemos visto, constituyen dos distintas variedades. Las unas, ricas en sílice, muy sobrefusibles, adquieren fácilmente al enfriarse el estado vítreo: en cuyo caso se hallan la obsidiana, las traquitas antiguas y las tobas de los Campos Flégreos. Las otras (anfigenitas, basaltos, doleritas), ricas en cal y muy escasas de sílice (50 por 100 á lo

sumo), permanecen siempre cristalinas, cualquiera que sea la rapidez de su enfriamiento. De estas lavas se desprenden sucesivamente, por el órden que hemos indicado al ocuparnos de las emanaciones de los volcanes, los diferentes gases que habian disuelto en el calurosísimo medio en que estaban en fusion, gases que se escapan á medida que se opera el lento trabajo íntimo de la cristalizacion. Tales son las lavas observadas en las erupciones del Vesubio. Por el contrario, las ricas en sílice que, como la obsidiana, tienen cierta propension á consolidarse en el estado vítreo, aprisionan y solidifican en cierto modo las sustancias volátiles que contienen en disolucion. La obsidiana, calentada á una temperatura muy inferior á su punto de fusion, se hincha aumentando considerablemente de volúmen, y una vez trasformada en pómez, se necesita un calor muy intenso para reblandecerla de nuevo y fundirla. En concepto de C. Saint-Claire Deville, los numerosos cráteres del Monte-Nuovo y de los Campos Flégreos se han formado por efecto de la trasformacion en pómez de las masas interiores de obsidiana. Levantando el suelo á modo de inmensa ampolla y desparramando por todas partes sus escombros, la fuerza inmensa que resulta de esta expansion súbita no exige para desarrollarse más que una elevacion de temperatura muy inferior á la que se nota en las erupciones del Vesubio. Del mismo modo explicaba la formacion de los numerosos cráteres que hay en la superficie de la Luna. «Si se observa, dice, la semejanza que hay entre el mapa de los Campos Flégreos y la de algunos puntos de la superficie lunar, es muy natural suponer que los accidentes de esta tienen por causa la misma clase de acciones, no estando quizás fuera de lugar el hacer observar que un globo enteramente compuesto de materias vitrificadas pudiera haber condensado y disuelto así en su propia masa los elementos gaseosos que lo rodeaban en su orígen, y que á no haber mediado esta circunstancia, le habrian constituido una atmósfera. Aplicando esta apreciacion á nuestro propio globo, ¿no se podria concebir que la corteza granítica primitiva, esencialmente rica en sílice, sustancia cuya extraordinaria sobrefusibilidad he demostrado, haya condensado ántes de su consolidacion una parte al ménos de los gases que componen nuestra atmósfera? En esta hipótesis, el vapor de agua, el hidrógeno, el hidrógeno carbonado, el sulfurado (estos tres últimos cuerpos destinados á oxidarse al llegar á la superficie) no serian otra cosa sino los últimos residuos de esa atmósfera almacenada por las rocas en fusion; del propio modo que los fluoruros, cloruros y sulfuros metálicos, no son, segun las investigaciones de Elías de Beaumont, más que los postreros representantes de las materias que se han separado sucesivamente de las rocas eruptivas para formar los filones concrecionados.»

Al citar estas apreciaciones de nuestro distinguido meteorologista y geólogo, apreciaciones que no dejaba de emitir bajo toda reserva, hemos querido hacer ver una vez más cómo las sencillas indagaciones de laboratorio pueden aclarar algunos puntos oscuros de las ciencias naturales, y sugerir interesantes conjeturas acerca de la constitucion física de nuestro planeta, así como acerca de los cuerpos á los que no podemos llegar sino con el pensamiento.

Volvamos ahora á los fenómenos de difusion de los gases en los cuerpos sólidos.

Acabamos de ver que C. Sainte-Claire Deville consideraba las sustancias volátiles contenidas en las lavas silíceas *como solidificadas en cierto modo* en la materia vitrificada. Cuando Graham descubrió la propiedad que tiene el cautchuc de separar el nitrógeno del oxígeno del aire, dió á este hecho una interpretacion casi análoga, haciéndola extensiva á los demás fenómenos de permeabilidad de los metales ó de los cuerpos porosos para los gases. A su modo de ver, esta absorcion de gas produce verosímilmente su liquefaccion.¿Cómo explicar de otro modo la curiosa propiedad que tiene el paladio de absorber y condensar hasta 660 veces su volúmen de hidrógeno en estado de negro, y hasta más de 900 veces bajo la influencia de la corriente de la pila? ¿Y la del platino de absorber del mismo modo muchos centenares de volómenes del mismo gas? Si una membrana de cautchuc separa el oxígeno del nitrógeno cuando estos dos gases del aire atraviesan dicha sustancia, consiste en que tiene la propiedad de liquidar cada uno de estos gases, los cuales, en forma líquida, caminan separadamente con velocidades desiguales por el interior de la mem-

brana, para evaporarse de nuevo en el vacío y recobrar el estado gaseoso.

Estudiando Graham la oclusion del hidrógeno por el paladio, hizo la curiosa deduccion de que el gas así condensado no es más que un metal, al que dió el nombre de *hidrogenio*. Tomando un alambre de paladio forjado, y poniéndolo como polo negativo de una pequeña pila de Bunsen, con un alambre grueso de platino por polo positivo, el ilustrado físico inglés logró cargar el alambre de una cantidad de gas hidrógeno igual á 936 veces su volúmen. Despues del experimento, que duró media hora, se notó que la longitud del alambre habia aumentado, y tambien su peso en proporcion. Extrájose el hidrógeno con una bomba Sprengel, y se recogió y midió su volúmen reduciéndole á 0° y á la presion de 760. El autor de este experimento, que se repitió en distintas condiciones, lo resumió en una nota presentada por él á la Academia de ciencias en enero de 1869, del modo siguiente: «En el paladio enteramente cargado de hidrógeno, por ejemplo, en el alambre de dicho metal sometido al exámen de la Academia, hay un compuesto de paladio y de hidrógeno, en proporciones próximas á las de equivalente á equivalente. Las dos sustancias son sólidas, metálicas y blancas. La aleacion contiene unos 20 volúmenes de paladio por uno de hidrogenio, siendo la densidad de éste igual á 2, un poco mayor que la del magnesio, con el cual se puede suponer que el hidrogenio tiene alguna analogía. Este hidrogenio posee cierto grado de tenacidad y está dotado de la conductibilidad eléctrica de un metal. Por último, el hidrogenio figura entre los metales magnéticos, hecho que se enlaza quizás con su presencia en el hierro meteórico, en el cual está asociado con otros elementos magnéticos.

»Las propiedades químicas del hidrogenio le distinguen del hidrógeno comun. La aleacion de paladio precipita el mercurio y su protocloruro de una disolucion de bicloruro de mercurio, sin ningun desprendimiento de hidrógeno, es decir, que el hidrogenio descompone el bicloruro de mercurio, cosa que no ocurre con el hidrógeno. Este hecho explica porqué M. Estanislao Meunier no consiguió encontrar el hidrógeno ocluso por el hierro meteórico, disolviendo este hierro en una solucion de bicloruro de mercurio, habiendo empleado el hidrógeno como el mismo hierro en la precipitacion del mercurio. El hidrogenio (asociado con el paladio) se une con el cloro y el iodo en la oscuridad, reduce las sales de peróxido de hierro al estado de protóxido, trasforma el prusiato rojo de potasa en prusiato amarillo, y posee en fin un poder desoxidante considerable. Al parecer, constituye la forma activa del hidrógeno, del propio modo que el ozono es la del oxígeno.»

Es imposible no hallar conexion entre estas aventuradas apreciaciones del sabio inglés y los experimentos que se han hecho en estos últimos años sobre la liquefaccion de los gases permanentes, y en especial sobre la del oxígeno, experimentos que han sido objeto de una descripcion detallada en el tomo IV de esta obra.

IV

LAS MOLÉCULAS DE LOS CUERPOS.—NÚMERO Y DIMENSIONES: VELOCIDAD DE SUS MOVIMIENTOS: CHOQUES

Ningun ojo humano ha visto jamás, ni áun con el auxilio del microscopio de más potencia, ninguna mano ha manejado nunca una molécula *aislada* de un cuerpo; y sin embargo, cuantas nociones han acumulado sucesivamente la química y la física y son capaces de aclarar el oscuro problema de la constitucion de la materia, vienen á parar á la misma conclusion, esto es, á que las moléculas (ó los átomos) son porciones definidas que ocupan un volúmen finito en el espacio.

Dando por fundada esta manera de ver, preséntase á nuestra curiosidad y ante nuestro insaciable deseo de averiguar las cosas, una multitud de cuestiones, y nos preguntamos cuáles son las dimensiones reales de las moléculas, á qué distancias están entre sí en los cuerpos, el número en que se hallan en un volúmen dado, ó por lo ménos entre qué límites oscilan los números que expresan estas dimensiones ó estas distancias. Quisiéramos saber cómo reaccionan unas sobre otras, y nos planteamos tambien la cuestion, quizás por siempre insoluble, de la posibilidad ó imposibilidad de su accion á cierta distancia. Si las moléculas están en movimiento, como todo lo prueba, ¿á qué leyes obe-

dece este movimiento? ¿cuál es su velocidad? ¿varía esta segun la naturaleza de las sustancias? ¿qué sucede cuando estos proyectiles infinitamente pequeños llegan á chocar entre sí?

Los físicos contemporáneos han estudiado todas estas cuestiones siguiendo varios métodos, y sus conjeturas, basadas en los hechos mejor establecidos y en los experimentos más claros, si no son verdades demostradas, son en cambio demasiado interesantes para que tratemos de resumir al ménos sus rasgos principales.

Es fácil formarse una idea de la dimension y número de las moléculas de un cuerpo partiendo de las últimas partes visibles con el mi-



Fig. 239.— Mapa de los Campos Flégreos

croscopio, y esto es lo que ha hecho Gaudin en su curiosa obra titulada *La arquitectura del mundo de los átomos*. Es sabido que el hábil é ingenioso constructor Froment habia conseguido dividir por medios mecánicos de extraordinaria delicadeza un milímetro en *mil partes iguales*. Vistas estas divisiones con un poderoso microscopio, parecian tan regulares como las del metro dividido en milímetros. Pues bien, hay infusorios tan diminutos, que todo su cuerpo queda comprendido en la anchura de una de dichas divisiones. Júzguese por esto de la pequeñez de una de esas pestañas vibrátiles con las cuales se mueven esos infinitamente pequeños organizados. Merced á un cálculo fácil, ha valuado Gaudin las dimensiones de las moléculas de que esos órganos están formados, á lo sumo con una millonésima de milímetro de diferencia. Suponiendo que el diámetro de una de ellas comprende 10 distancias de átomo, y contando el número de átomos que puede haber en una cabeza de alfiler de 2 milímetros de lado, deduce para este número total el cubo de unos 20 millones ó sea

8000000000000000000000.

«De suerte, añade, que si se quisiera contar el número de átomos metálicos que hay en una cabeza gruesa de alfiler, segregando cada segundo con el pensamiento 1000 millones, seria menester continuar esta operacion más de *doscientos cincuenta mil años*, exactamente 255,678.»

En virtud de varias consideraciones sobre las acciones moleculares, sobrado abstractas y arduas para que intentemos dar una idea de ellas, M. A. Dupré ha deducido una fórmula que expresa el límite inferior del número de moléculas que puede haber en un milímetro

cúbico de cualquier cuerpo. Aplicando esta fórmula al agua, ve que dicho número es de

225000000000000000000.

Así pues, «*en un cubo de agua que tenga una milésima de milímetro de lado, el cual pesa mil millones de veces ménos que un milígramo y que no se puede ver sino con un buen microscopio, hay más de doscientos veinticinco trillones de moléculas.*»

Adoptando para la averiguacion de este número de moléculas el método ántes enunciado, y contando mil millones de ellas por segundo, se necesitarian para terminar siete mil años.

Sir William Thomson ha considerado de muchas y distintas maneras el problema que consiste en averiguar los límites de distancia y dimension de los átomos. Basándose en los cálculos de Cauchy y en la proposicion de este célebre matemático, de que la esfera de las acciones moleculares en los cuerpos trasparentes sólidos ó líquidos es comparable á las longitudes de onda de los rayos de luz, saca la consecuencia de que «en estos cuerpos, el diámetro de un átomo, ó más bien la distancia del centro de un átomo al centro del átomo más próximo es casi igual á la diezmilésima de la longitud de onda, es decir, á una veintemillonésima de milímetro.» Obtiene cifras bastante parecidas apelando á consideraciones de termodinámica, ya valuando el trabajo de la atraccion de una pila imaginaria compuesta de 50,000 placas de zinc y otras tantas de cobre de $0^{mm},0001$ de espesor y de un centímetro cuadrado de superficie, separadas por intervalos de $0^{mm},0001$, ó bien calculando el trabajo, y su equivalente en calor, de una pompa de jabon que se hincha hasta el límite de su fuerza contráctil. Finalmente, tomando por punto de partida la nueva teoría de los gases, ya propuesta en 1738 por Daniel Bernouilli, reproducida en nuestro siglo por Herapath, y desarrollada por los estudios de Joule, Krœnig, Clausius y Maxwell, sir W. Thomson viene á comprender entre dos límites la distancia de las moléculas gaseosas y sus diámetros. Mas para dar una idea exacta de la ilacion de los raciocinios que conducen á tal resultado, lo más conveniente será citar textualmente lo expuesto por el sabio inglés:

«Aunque no se sabe lo que es un átomo, dice, se puede admitir como una verdad científicamente establecida que todo gas está formado de moléculas puestas en movimiento que, á causa de ciertos choques ó de influencias recíprocas, no pueden seguir líneas rectas con velocidades constantes, y que están distribuidas de modo que la longitud media de las partes casi rectilíneas de la trayectoria de cada molécula es igual á muchas veces la distancia media del centro de la molécula al de la más inmediata. Si estas moléculas fuesen globos elásticos duros que influyesen unos en otros por su contacto, sus trayectorias serian líneas mixtas, compuestas de partes rectilíneas que sufren bruscos cambios de direccion. Partiendo de esta hipótesis ha probado Clausius, por una sencilla aplicacion del cálculo de las probabilidades, que la longitud de la trayectoria libre recorrida por cada molécula entre dos choques consecutivos está con el diámetro de dicho globo en razon de todo el espacio en el cual se mueven los globos á 8 veces la suma de su volúmen. De aquí resulta que el número de globos contenidos en la unidad de volúmen es igual al cuadrado de dicha razon dividido por el volúmen de una esfera cuyo radio es igual á la longitud media de la citada trayectoria. Pero no podemos admitir que las moléculas de ningun gas sean cuerpos elásticos duros, sino que en todos los casos, dos cualesquiera de ellas deben influir una sobre otra, de modo que cuando lleguen á estar casi en contacto, experimentan un cambio de direccion y velocidad. Siendo estas acciones recíprocas (que llamamos fuerzas) diferentes á distintas distancias, deben variar con estas distancias y con arreglo á cierta ley. Pues bien, si las moléculas fuesen globos elásticos duros que ejercieran su accion solamente por su contacto, la ley de la fuerza seria *cero* cuando la distancia entre dos centros fuese mayor que la suma de los radios, y *repulsion infinita* cuando esta distancia fuese menor que dicha suma. El intervalo entre ambos límites debe naturalmente ser algo reducido; y por nuestra parte admitimos, como mucho más probable, que las moléculas que constituyen los gases son elásticas blandas. Porque, segun los experimentos de Maxwell sobre las variaciones de fluidez de los gases, el tiempo que trascurre entre dos choques sucesivos de las moléculas gaseosas es

independiente de la velocidad con que estas se mueven, lo cual no podria ocurrir sino con moléculas elásticas blandas; en cuanto á las duras, el tiempo que media entre dos choques consecutivos seria inversamente proporcional á las velocidades del movimiento de las moléculas.

»Sabemos por los trabajos de Joule, Maxwell y Clausius que la velocidad media de las moléculas del oxígeno, del nitrógeno y del aire atmosférico es de unos 500 metros por segundo, á la temperatura y á la presion ordinarias, y que el tiempo medio entre dos choques consecutivos es de 1 cinco-mil-millonésima de segundo. Síguese de aquí que la longitud media de la trayectoria de cada molécula entre dos choques consecutivos es de $0^{mm},0001$ próximamente. Ahora, como hemos desechado la hipótesis de las moléculas elásticas duras, en que las dimensiones de las moléculas así como los choques, tenian una significacion perfectamente determinada, nos es preciso definir estos términos. Observemos á este efecto, que cuando dos moléculas chochan, la distancia de sus centros es minimum, y que cuando se separan en virtud de la repulsion que sigue al choque, esta distancia aumenta. Si las moléculas fuesen duras, el minimum de la distancia de los centros seria igual á la suma de los radios; pero en realidad es muy distinta en diferentes choques; y considerando solamente el caso de que las moléculas fuesen iguales, podríamos definir el radio de una molécula diciendo que es la mitad del promedio de la distancia más corta de los centros en un gran número de choques.

»El diámetro de una molécula será, pues, el doble del radio así definido y su volúmen una esfera de este radio ó de su diámetro. La definicion del radio que acabamos de adoptar no es enteramente exacta; pero la admitimos aquí para facilitar la combinacion que nos proponemos hacer de los resultados obtenidos por Clausius y Maxwell.

»Segun los experimentos de Cagniard de la Tour, Faraday, Regnault y Andrews sobre la condensacion de los gases, hay que admitir que ningun gas se puede hacer 40,000 veces más denso que á la presion y á la temperatura ordinarias sin que su volúmen resulte más pequeño que la suma de los volúmenes de sus moléculas. Ahora bien, segun el gran teorema de Clausius que hemos mencionado, la longitud media de la trayectoria entre dos choques consecutivos no puede ser mayor que 5,000 veces el diámetro de la molécula, y el número de estas que contenga la unidad de volúmen no puede exceder de 20.000,000, dividido por el volúmen de una esfera que tenga esta longitud media por radio.

»Siendo la longitud de la trayectoria, segun hemos dicho, igual á una diezmilésima de milímetro, el diámetro de las moléculas gaseosas no debe bajar de 5 diezmillonésimas de milímetro, y el número de las contenidas en un centímetro cúbico de gas, á la densidad ordinaria, tampoco puede pasar de 6×10^{21} ó

$$6000000000000000000000$$

»Por lo que respecta á los sólidos y á los líquidos, como su densidad es de 5 á 16,000 veces mayor que la de los gases, el número de sus moléculas en un centímetro cúbico es de 3×10^{22} á 10^{26}. En virtud de esto, la distancia de los centros de dos moléculas será de 14 á 16 diezmillonésimas de milímetro.»

En vista de todos estos datos, ¿cómo es posible figurarse la constitucion de un cuerpo, por ejemplo, la de una gota de lluvia ó la de una bolita de vidrio de la dimension de un guisante? Estas partículas de materia, tan ínfimas en comparacion de nuestras propias dimensiones y con mayor motivo, comparadas con la Tierra misma, son en realidad mundos. Acabamos de ver cuán prodigioso espacio de tiempo seria necesario, no ya para contar uno á uno los átomos que las componen, sino siquiera cada grupo de mil millones de átomos. Thomson hace una comparacion que, desde el punto de vista del espacio, produce la misma impresion de casi infinidad que la de Gaudin desde el punto de vista del tiempo. «Ampliemos con el pensamiento, dice, la aglomeracion de moléculas que forma una gota de agua, y conservemos á sus diámetros y á sus distancias las mismas dimensiones relativas hasta que la gota de agua haya adquirido un tamaño igual al volúmen de nuestra Tierra. La esfera que así resulte estará compuesta de esferillas mayores que perdigones y menores que naranjas.»

Vamos á reproducir ahora, tomándolo de

Clerk-Maxwell, un cuadro en el que se resúmen algunos datos moleculares, calculados por los varios métodos precedentes, métodos que tan sólo hemos indicado, pero que concuerdan en fijar á los datos en cuestion números de la misma consideracion. Estos datos son relativos á los cuatro gases hidrógeno, oxígeno, óxido de carbono y ácido carbono. Hé aquí el cuadro:

		Hidrógeno	Oxígeno	Ox. de carbono	Ac. carbónico
PRIMERA CATEGORÍA	Masa de la molécula (hidrógeno = 1)	1	16	14	22
	Velocidad media en metros por segundo	1859	465	497	396
	Trayecto medio en diezmillonésimas de milímetro	965	560	482	379
SEGUNDA CATEGORÍA	Número de millones de choques por segundo	17750	7646	9489	9720
	Diámetro en diezmillonésimas de milímetro	5'8	7'6	8'3	9'3
TERCERA CATEGORÍA	Peso (unidad = 1 milígramo dividido por 10^{22})	46	736	644	1012

Terminaremos este breve capítulo sobre la física molecular, así como el último tomo de esta obra, con un pensamiento que juzgamos de gran trascendencia y que copiamos del último físico á quien acabamos de referirnos, de Clerk-Maxwell.

Poniendo en oposicion la inmutabilidad de las propiedades de las moléculas mismas con la variedad de las que pertenecen á los cuerpos por ellas constituidos, se hace cargo de una verdad que la física y la química modernas han establecido como base inquebrantable de la ciencia, á saber: que las moléculas de la misma especie química permanecen absolutamente idénticas á sí mismas é invariables, cualesquiera que sean las evoluciones de los cuerpos orgánicos ó inorgánicos en que se encuentran, en cualquier combinacion que puedan entrar en la sucesion de los tiempos. «Consideremos, dice, las propiedades de dos clases de moléculas, las del oxígeno y las del hidrógeno. Podemos proporcionarnos muestras de oxígeno de fuentes muy distintas, del aire, del agua, de las rocas de cada edad geológica. La historia de estas muestras ha sido muy diferente; y si por espacio de millares de años la diversidad de las circunstancias podia producir una diferencia de propiedades, estas muestras de oxígeno la habrian hecho patente. Del propio modo podemos sacar hidrógeno del agua, de la hulla, y, como lo ha conseguido Graham, del hierro meteórico. Tómense dos litros de cualquier ejemplar de hidrógeno y se combinará exactamente con uno de cualquier ejemplar de oxígeno, formando exactamente tambien dos litros de vapor de agua.

»Si durante toda la historia anterior de una ú otra de estas muestras, que han estado aprisionadas en las rocas, ó corriendo hácia el mar, ó recorriendo regiones desconocidas con los meteoritos, hubiera habido alguna modificacion, no se habrian conservado estas relaciones.» La luz de las estrellas, analizada con el espectroscopio, nos prueba tambien que esos mundos remotos están construidos con moléculas cuya identidad con las moléculas terrestres la demuestra la identidad de sus vibraciones. Su distribucion en el tiempo y en el espacio varía sin cesar; puede concebirse que sufra tales cambios, que los mundos mismos y sus sistemas más estables en la apariencia sean trastornados por revoluciones que abarcan incalculables millones de siglos, en el seno de espacios tan grandes que nos dan la idea de lo infinito; y en medio de esas trasformaciones, únicamente la materia, sus moléculas constitutivas, sus masas y, aun pudiéramos añadir, sus cantidades de movimiento, subsisten invariables. Así lo demuestra atinadamente Clerk-Maxwell cuando dice para terminar: «Aunque en el trascurso de las edades hayan ocurrido y

deban ocurrir todavía catástrofes en los cielos, aunque deban desaparecer antiguos sistemas y formarse otros nuevos con sus reliquias, las moléculas de que todos estos sistemas están construidos, piedras angulares del universo material, subsistirán sin romperse ni desgastarse.

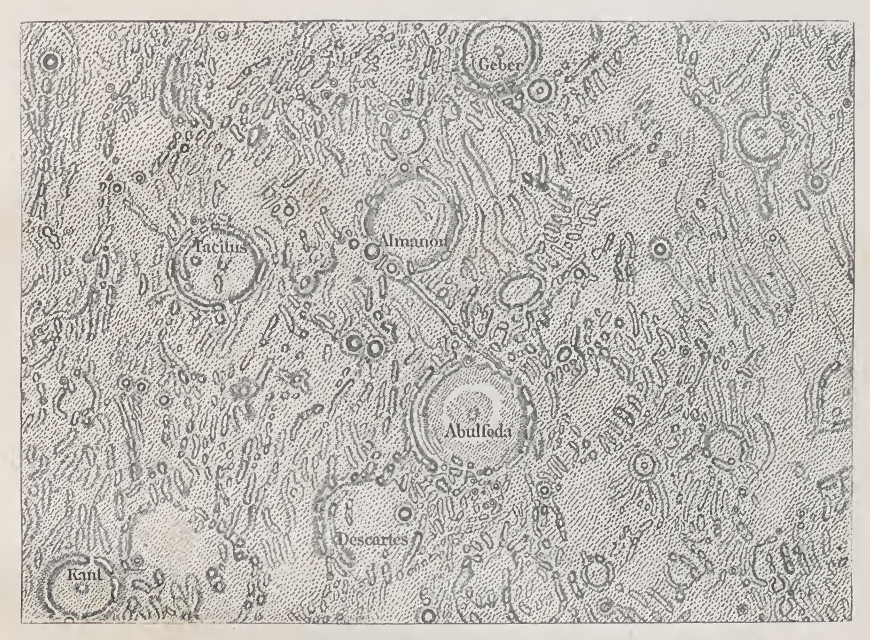


Fig. 240.— Fragmento del mapa de la Luna, de Beer y Mædler

Hoy, lo mismo que en la más remota antigüedad, continúan siendo perfectas en número, peso y medida, y las indelebles propiedades que están incrustadas en ellas nos enseñan que debemos considerar como los más notables atributos del hombre nuestras aspiraciones á la exactitud de las medidas, á la verdad en la afirmacion, á la justicia en la accion.»

FIN DE LA METEOROLOGÍA Y DE LA OBRA.

INDICE

DE LOS CAPITULOS DEL TOMO QUINTO

LA METEOROLOGIA



